

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GUILHERME FEDALTO

CARACTERIZAÇÃO PETROTECTÔNICA DA FORMAÇÃO PERAU: IMPLICAÇÕES
PARA AS MINERALIZAÇÕES DE PB-ZN (CU-BA)

CURITIBA

2018

GUILHERME FEDALTO

CARACTERIZAÇÃO PETROTECTÔNICA DA FORMAÇÃO PERAU: IMPLICAÇÕES
PARA AS MINERALIZAÇÕES DE PB-ZN (CU-BA)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia Exploratória.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA

2018

F292 Fedalto, Guilherme

Caracterização petrotectônica da Formação Perau: implicações para as mineralizações de Pb-Zn (Cu-Ba). / Guilherme Fedalto – Curitiba, 2018.
146 f.: il.; tabs. : color. : 30 cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Ciências da Terra, Setor de Ciências da Terra.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

1. Minas e recursos minerais. 2. Vale do Ribeira (PR e SP). 3. Formação Perau. I. Universidade Federal do Paraná. II. Cury, Leonardo Fadel. III. Título.


CDD 553.4

TERMO DE APROVAÇÃO

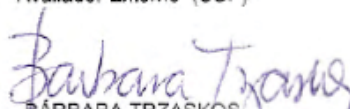
Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **GUILHERME FEDALTO** intitulada: **CARACTERIZAÇÃO PETROTECTÔNICA DA FORMAÇÃO PERAU: IMPLICAÇÕES PARA AS MINERALIZAÇÕES DE Pb-Zn (Cu-Ba)**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 27 de Abril de 2018.


LEONARDO FADEL CURY
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


LENA VIRGÍNIA SOARES MONTEIRO
Avaliador Externo (USP)


BÁRBARA TRZASKOS
Avaliador Interno (UFPR)

Dedico a todas as pessoas que lutam por um mundo mais justo e igualitário,
onde todos possam ter oportunidade de alcançar seus sonhos.

AGRADECIMENTOS

A minha família por sempre me apoiar e incentivar a nunca desistir dos desafios e dificuldades da vida.

Ao meu orientador e amigo Leonardo Fadel Cury pela oportunidade de realizar este estudo e concluir esta dissertação, assim como por todas as discussões e conversas que auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

A minha namorada Renata Santos Moreira da Silva por sempre me apoiar, me ajudar e estar sempre ao meu lado nos momentos difíceis.

Aos meus colegas de trabalho do LAMIR por me incentivarem e apoiarem durante o mestrado, principalmente na reta final.

Ao Geólogo André Pestilho e a Geóloga Bárbara Dressel pela grande ajuda com inclusões fluidas, a qual foi imprescindível para o desenvolvimento deste trabalho.

A Geóloga Velela Muller pela ajuda e discussões ao longo deste trabalho.

Aos meus amigos e amigas Larissa, Fontanella, Nadalin, Coxinha, Pitu, Borboleta, Renato, Raboni, Bola, Aninha, Macchioni, que direta ou indiretamente ajudaram a concluir este mestrado.

Dojo kun
HITOTSU! JINKAKU KANSEI NI TSUTOMURU KOTO!
HITOTSU! MAKOTO NO MICHİ O MAMORU KOTO!
HITOTSU! DORYOKU NO SEISHIN O YASHINAU KOTO!
HITOTSU! REIGI O OMONZURU KOTO!
HITOTSU! KKKI NO YU O IMASHIMURU KOTO!

RESUMO

A região do Vale do Ribeira localiza-se entre os estados do Paraná e São Paulo, sul do Brasil, e é reconhecida pelo potencial metalogenético em jazimentos de Pb-Zn, os quais foram estudados e explorados entre as décadas de 1970 e 1990. Os jazimentos estratiformes de Pb-Zn da Formação Perau são reconhecidos como depósitos Sedex, porém, pouca ênfase foi dada para a deformação e metamorfismo registrados no contexto local. Este trabalho objetivou o estudo das implicações das fases tectonometamórficas no contexto das rochas da Formação Perau e dos níveis mineralizados de Pb-Zn. Para tanto, a metodologia consistiu em trabalhos de campo, com análise estrutural de afloramentos e coleta de amostras, integrado com métodos analíticos como petrografia, análise de inclusões fluidas e isótopos agrupados de C&O (*cumpled isotope*). A Formação Perau está inserida no Terreno Apiaí, no contexto tectônico do Cinturão Ribeira Meridional, em contatos tectônicos com a Formação Votuverava pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Olho d'água e Ribeirão Grande. No quadro litoestratigráfico da Formação Perau são reconhecidas três sequências, constituídas por (i) metapsamitos (Sequência Basal), (ii) metacalcários e rochas calciossilicáticas (Sequência Intermediária) e (iii) metapelitos com intercalações de metabasitos (Sequência Superior), datados em 1,46 Ga (U-Pb zircão). Na região são reconhecidos núcleos do embasamento paleoproterozoicos (Núcleo Tigre), com idade de ca. 1,75 Ga (U-Pb zircão), que afloram como janelas estruturais em meio aos metassedimentos da sequência basal. Os depósitos de Pb-Zn estão hospedados em rochas calciossilicáticas da Sequência Intermediária, os quais são compostos por níveis maciços e disseminados de galena e esfalerita, com níveis baritíferos associados. Estas rochas foram inicialmente deformadas em contexto tectônico de cavalgamentos, atingindo condições metamórficas de fácies anfibolito na zona da estauroлита e posteriormente deformadas em uma tectônica de alto ângulo, as quais geraram dobras regionais e zonas de cisalhamento transcorrentes. Xistosidades de transposição/cisalhamento, subparalela ao acamamento, denominadas S1 e S2 foram os principais registros da tectônica de cavalgamentos. Posteriormente, estas xistosidades foram deformadas e dobradas durante a tectônica de alto ângulo, desenhando dobras regionais normais com fraco caimento para SW, como as antiformas Água Clara e Anta Gorda. Os diferentes métodos analíticos contribuíram para a caracterização de registros petroectônicos, apresentados nesta dissertação em forma de um artigo. A caracterização das fases tectonometamórficas permitiu avaliar a influência dos eventos térmicos e deformacionais nos níveis mineralizados em Pb-Zn, da Mina do Perau. A integração dos diferentes resultados sugere condições térmicas similares observadas tanto em veios de quartzo sintectônicos, quanto nas paragêneses de milonitos, xistos e filitos, assim como nos padrões de isótopos agrupados, contextualizados em uma evolução tectono-metamórfica baseada em dados estruturais, ou seja, em um contexto passível de ser reconhecido em campo.

Palavras-chave: Depósitos sulfetados de Pb-Zn. Inclusões fluidas metamórficas. Deformação de sulfetos.

ABSTRACT

The Ribeira Valley region is recognized as a metallogenetic potential area for Pb-Zn deposits between the states of Paraná and São Paulo, southern Brazil, where studies and exploration have been taken between the 1970s and 1990s, after this period just a few papers addressed this region. Perau Formation Pb-Zn sulfide deposits are recognized as Sedex origin, but little emphasis was given for deformation and metamorphism recorded in the local context of ore deposits. The aim of this work is to study the implications of tectono-metamorphic phases in Perau Formation metasedimentary sequences, as well Pb-Zn mineralization. The methodology consisted of field work, with outcrop structural analysis and sampling collection, integrated to analytical methods such as petrography, fluid inclusions analysis and C & O clumped isotope. The Perau Formation is in the Apiaí Terrane, in the tectonic context of the Southern Ribeira Belt, in tectonic contacts with the Votuverava Formation by two major transcurrent shear zones Olho d'Água and Ribeirão Grande. Thrust faults putting supracrustal rocks in contact with Paleoproterozoic metagranitoids of ca. 1.75 Ga (U-Pb zircon) represent the remarkable tectonometamorphic setting of Perau region. Three sequences are recognized in the Perau Formation lithostratigraphic framework, composed by metapsamites (Basal Sequence), marbles and calc-silicate rocks (Intermediary Sequence) and metapelites underlayered by metabasic rock (Superior Sequence), and the best geochronological data point ages about dated with 1.46 Ga (U-Pb zircon) for the upper unit. Pb-Zn deposits are hosted in Intermediary Sequence calc-silicate rocks, composed of massive and disseminated galena and sphalerite layers, with barite levels associated. The lithological assemblages and paragenesis allow recognize different phases related to thrust tectonic event, reaching green-schist to amphibolites facies, and later deformed by regional folds and transcurrent shear zones event, with different shortening and stretching rates into lithological sequences. The main records of the early stages of deformation reflect a thrust tectonic, reflected by S1 and S2 development with structures ranging from slate cleavages, schistosity, crenulation cleavages and mylonites, in a low angle transposition system. Afterwards, these foliations were deformed by transcurrent shear zones and regional folds, such as Água Clara and Anta Gorda antiforms. All analytical methods combined allowed an evaluation of the petrotectonic records, characterizing the deformation history, paragenesis and metamorphic fluids, in order to evaluate the implications of the thermal and deformation events in face of Pb-Zn ore deposits of the Perau mine. The integration of different results supports quite similar thermal parameters observed in fluid inclusions of veins related to deformation phases, petrography of mylonites, schist and phyllites, as well the clumped isotopic patterns, with a good correlation of the results inside a tectono-metamorphic evolution proposal based on structural data, that means, achieving a context that can be recognized and appreciated at the field.

Key-words: Pb-Zn sulfide deposits. Metamorphic fluid inclusions. Sulfide deformation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Figura de localização e contexto geológico da área de estudo	20
Figura 2 Vale do Ribeirão Grande.....	21
Figura 3 Entrada da galeria G1 em julho de 2016.....	22
Figura 4 - Mapa geológico (modificado de Daitx, 1996)	26
Figura 5. A, B, C, D, E) Diagramas esquemáticos mostrando possíveis mecanismos de aprisionamento de inclusões fluidas primárias.	30
Figura 6. Mecanismos de aprisionamento de inclusões fluidas. a) Aprisionamento homogêneo (<i>homogeneous trapping</i>)	31
Figura 7 – Vibrações internas de uma molécula de CO ₂ *(Ferraro et al., 2003):	34
Figura 8. Principais unidades tectônicas e geológicas da área de estudo.	36
Figura 9. Coluna litoestratigráfica da Formação Perau	37
Figura 10. Elementos geométricos e estruturais da região	39
Figura 11. Mapa de integração geológico-geofísica.....	40
Figura 12- Distribuição das zonas metamórficas em rochas pelíticas.....	41
Figura 13 – Seção geológica da Formação Perau	46
Figure 14 – Study area location and geologic context - GCS SIRGAS 2000.	50
Figure 15 – Tectonic and geologic setting of study area (polygon).	51
Figure 16. Perau Formation stratigraphic column.....	52
Figure 17. Geologic map (modified from Daitx, 1996).....	56
Figure 18. A) S1 foliation within S2 spaced foliation microlith	59
Figure 19. A) Pole stereographic projection of S1 foliation.....	60
Figure 20. Superior Sequence metapelites (micro)photography.	60
Figure 21 – A) S2 schistosity pole stereographic projection.....	61
Figure 22. Tectonic evolution schematic model from Perau Formation.....	63
Figure 23 – D3 phase registers photomicrographs.....	64
Figure 24 – A) S2 pole concentration and D3 crenulation axis.....	64
Figure 25 – A) Sm3 pole concentration and stretching lineation	65
Figure 26. Basal Sequence quartzites.....	67
Figure 27 - Intermediary Sequence fotomicrographs	69
Figure 28 – Difratogram of Intermediary Sequence calc-silicate rock	70
Figure 29- Photomicrographs from Azurite Gallery Cu ore.....	71
Figure 30 - Photomicrographies of Pb-Zn ore calc-silicate host-rock	72

Figure 31- Diffractogram of massive Pb-Zn ore.....	72
Figure 32 – Photomicrographs (and photography) of Pb-Zn massive ore type	73
Figura 33 – A and B) Calc-silicate rock mylonites (host-rock)	74
Figura 34 – <i>Duchbewegung</i> textures photomicrographs. A, B, C and D).	76
Figure 35 – A and B) Kinematic indicators such as flow movement	77
Figure 36. Ba ore photomicrography and photography	78
Figure 37 – TM1 photomicrographs registes	80
Figure 38. Metabasic rocks photomicrographs.....	81
Figure 39– $\delta^{13}\text{C}$ bulk composition of the Per52 and Per 55 samples	82
Figure 40. A) Sin-tectonic quartz veins parallel to S2.....	83
Figure 41- Fluid inclusions photomicrographs in quartz vein (Per-51).....	84
Figure 42 – Microthermometry measures histograms	85
Figure 43. A) Secondary fluid inclusions Raman analyses.....	86
Figure 44 – Perau Fm. geologic map (modified from Daitx (1996)).....	87
Figura 45 – Temperature-salinity cross-plot	90
Figura 46 – Galena, sphalerite, calcopyrite and carbonatic rocks	92
Figura 47. D3 phase influence of Pb-Zn sulfides mobilization	93
Figura 48 - Localização e acesso à área de estudo	107
Figura 49 – Principais unidades tectônicas e geológicas da área de estudo	108
Figura 50 - Coluna litoestratigráfica para a região.....	111
Figura 51- Fluxograma do processamento dos dados gamaespectrométricos	116
Figura 52 - Métodos de realce utilizados para análise semiquantitativa	117
Figura 53 - Fluxograma de processamento dos dados magnetométricos.....	118
Figura 54 – Mapas de contagem do K, eU, eTh e Ternário RGB.....	119
Figura 55 - Mapa litogeofísico	121
Figura 56 – Dóminios gamaespectrométricos	122
Figura 57 – Mapas do CMA-RTP-UW200, SIGNUM, ISA e ISA-GHT.....	123
Figura 58 - Mapa com lineamentos magnéticos interpretados	124
Figura 59- Influência dos processos geomorfológicos	127
Figura 60 - Visualização 3D da sobreposição dos mapas de K, eU e eTh.....	128
Figura 61 - Variação da concentração média dos radioelementos.....	132

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros utilizados no processamento para reduzir o Campo Magnético Anômalo ao polo. Método de Redução ao Polo (RTP).	24
Tabela 2 - Lâminas delgadas, polidas, bi-polidas, e amostras em que foram feitas análises de isótopos agrupados, utilizadas nesta pesquisa.	27
Tabela 3- Principais vibrações de Raman (cm ⁻¹) das principais espécies gasosas e solúveis in fluidos aquosos.	32
Table 4. Summary of deformation phases discussed on this paper and respectively products by lithotypes on Perau Formation.	58
Table 5 - Tecno-metamorphic Paragenesis by lithological sequence on Perau Formation discussed on this paper.	66
Table 6 - Intermediary Sequence XRD and XRF analyses. The oxides are expressed on percentage and Sr, Ba, S and Cl in ppm.	69
Table 7 –C&O isotopes, $\Delta 47$ and T (°C) from Per-52 and Per-55 samples.	81
Table 8 – Summary of fluid inclusion microthermometry and Raman microspectroscopy analyses discussed on this paper.	82
Tabela 9 - Fases de deformação com estruturas associadas compiladas de Ebert et al. (1988).	113
Tabela 10 - Parâmetros utilizados no processamento para reduzir o Campo Magnético Anômalo ao polo. Método de Redução ao Polo (RTP). ...	116
Tabela 11 – Contagens mínimas, máximas e média de K, eU e eTh para cada domínio.	129

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1 HIPÓTESE	18
1.2 JUSTIFICATIVA	18
1.3 OBJETIVO GERAL	18
1.3.1 Objetivos específicos.....	18
1.4 LOCALIZAÇÃO	19
1.5 METODOLOGIA.....	21
1.5.1 Levantamento bibliográfico.....	22
1.5.2 Geoprocessamento	23
1.5.3 Aerogeofísica	23
1.5.3.1 Dados gamaespectométricos	24
1.5.3.2 Dados Magnetométricos.....	24
1.5.4 Levantamentos de Campo	25
1.5.5 Análise petrográfica.....	27
1.5.6 DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)	28
1.5.7 Estudo de inclusões fluidas	29
1.5.7.1 Petrografia de inclusões fluidas.....	29
1.5.7.2 Microtermometria.....	31
1.5.8 ESPECTROSCOPIA RAMAN	32
1.5.9 ISÓTOPOS AGRUPADOS DE C & O EM CARBONATOS.....	34
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	35
1.6 NÚCLEO TIGRE	35
1.7 FORMAÇÃO PERAU	36
1.8 ROCHAS VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS.....	38
1.9 CONTEXTO ESTRUTURAL E METAMÓRFICO	38
1.10 CONTEXTO GEOLÓGICO DOS DEPÓSITOS SULFETADOS	42
1.11 SEÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DO PERAU	43
1.11.1 Núcleo Tigre	43
1.11.2 Formação Perau.....	44
1.11.3 Sequência Basal	44
1.11.4 Sequência Intermediária.....	44
1.11.5 Sequência Superior	45

3. ARTIGO: PETROTECTONIC, FLUID INCLUSIONS AND CLUMPED ISOTOPES ANALYSES ON EVALUATION OF PERAU FORMATION TECTONO-METAMORPHIC CONTEXT, SOUTHERN RIBEIRA BELT: IMPLICATIONS ON PERAU PB-ZN DEPOSITS.....	47
3.1 INTRODUCTION	49
3.2 GEOLOGIC SETTING AND STRATIGRAPHY CONTEXT	51
3.2.1 Tigre Nuclei basement.....	52
3.2.2 Basal Sequence of the Perau Formation.....	53
3.2.3 Intermediary Sequence of the Perau Formation	53
3.2.4 Pb-Zn (Cu-Ba) sulfide mineralization of the Perau Formation	53
3.2.5 Superior Sequence of the Perau Formation	54
3.2.6 Metabasic rocks of the Perau Formation	54
3.3 METHODOLOGIC APROACH	54
3.3.1 Field work and sampling.....	55
3.3.2 Petrography	56
3.3.3 Scanning Electron Microscope (SEM), X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF)	56
3.3.4 Fluid inclusion microthermometry and Raman microspectroscopy.....	56
3.3.5 Clumped Isotopes	57
3.4 STRUCTURAL ANALYSES OF THE PERAU FORMATION.....	57
3.4.1 D1 phase	59
3.4.2 D2 phase	60
3.4.3 D3 phase	61
3.5 PETROTECTONIC ANALYSES OF THE PERAU FORMATION	65
3.5.1 Perau Formation Basal Sequence.....	66
3.5.2 Perau Formation Intermediary Sequence.....	67
3.5.3 Perau Formaion Pb-Zn (Cu-Ba) sulfide mineralization	70
3.5.4 Perau Formation Superior Sequence	78
3.5.5 Perau Formation metabasic rocks.....	80
3.6 CLUMPED ISOTOPE ANALYSIS	81
3.6.1 Sin-tectonic quartz vein fluid inclusion.....	82
3.7 RAMAN MICROSPPECTROMETRY.....	86
3.8 DISCUSSION	86
3.9 CONCLUSIONS	94

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	96
REFERÊNCIAS.....	97
ANEXO 1 – INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DA REGIÃO DAS MINAS DECANOAS, PERAU E ÁGUA CLARA, VALE DO RIBEIRA, PARANÁ, BRASIL	105

1. INTRODUÇÃO

O Vale do Ribeira é a mais renomada província mineral localizada entre os estados do Paraná e São Paulo, região que empresta o nome a um dos sistemas orogênicos mais importantes no contexto do sul e sudeste brasileiro, o Cinturão Ribeira. São reconhecidas diversas jazidas de chumbo-prata, ouro, cobre e zinco, além de importantes ocorrências de barita e fluorita, distribuídas no contexto do Terreno Apiaí. Muitos desses depósitos foram reconhecidos ainda no século XVIII, com exploração mais intensa nos meados do século passado, sendo sempre considerados como promissores devido à quantidade e diversidade de minerais de minério. No entanto a exploração de depósitos sulfetados no Vale do Ribeira nos dias de hoje é praticamente inexistente, sem nenhuma operação sistemática de mineração realizada na última década.

Os depósitos de sulfetos de Pb-Zn (Cu-Ba) da Formação Perau, são reconhecidos até hoje como um dos mais importantes da região do Vale do Ribeira, intensamente explorado e explotado nas décadas de 1970 e 1980, quando foram considerados como um dos mais relevantes do sul brasileiro. Durante a fase de exploração vários modelos foram propostos, discutido e posteriormente sumarizados e reorganizados por Daitx (1996), que propõe origem sedimentar exalativa para a formação do horizonte mineralizado do Perau (Sedex), dentro de uma proposta estratigráfica bem organizada para toda formação. A Formação Perau é constituída por rochas metavulcanossedimentares e é caracterizada da base para o topo pela predominância de quartzitos (Sequência Basal), calciossilicáticas (Sequência Intermediária) e metapelitos com intercalações de rochas metabásicas (Sequência Superior).

Na Formação Perau podem ser reconhecidos dois eventos tectônicos relacionados aos estágios de desenvolvimento do Terreno Apiaí, onde podem ser reconhecidas fases de deformação progressiva. O primeiro evento é caracterizado por uma tectônica de baixo ângulo, expressa por xistosidades, clivagens e bandamentos metamórficos paralelos a subparalelos ao acamamento reliquiar, com frequentes zonas de cisalhamento de baixo ângulo que sugerem aloctonia das unidades metavulcanossedimentares. São reconhecidas faixas miloníticas associadas às falhas de cavalgamento, foliações com caráter de transposição em desenvolvimento heterogêneo, as quais podem apagar completamente os registros

anteriores em alguns locais (transposição total). As paragêneses associadas ao desenvolvimento das foliações de baixo ângulo indicam variação do grau metamórfico entre as fácies xisto-verde e anfibolito, sendo que em regiões próximas à mina do Perau pode ser observada isógrada com almandina e estaurolita. As mineralizações ocorrem concordantes ao bandamento composicional, hospedadas em rochas calciossilicáticas (Daitx, 1996).

Neste contexto, a avaliação da influência das fases de deformação e metamorfismo no controle e modificação dos depósitos de sulfetos da Formação Perau, pode apresentar como resultado uma nova perspectiva para o entendimento das mineralizações, incentivando novos estudos e, conseqüentemente, fornecendo subsídios para reavaliação do depósito. Contudo, esta avaliação representa um desafio em face à abundância e distribuição das informações geológicas disponíveis, pois várias galerias encontram-se interditadas e a avaliação dos níveis mineralizados nem sempre é completa. Para avaliar a expressividade dos eventos tectonometamórficos no contexto das mineralizações foram realizadas análises petrográficas, de inclusões fluidas, litogeoquímicas e isotópicas, em amostras contextualizadas em um perfil geológico de detalhe. As interpretações apresentadas neste volume estão baseadas na integração dos diferentes dados, sendo a validação dos métodos perante a problemática da região do Perau, talvez o produto principal.

Os resultados deste estudo estão apresentados neste volume em forma de artigo, intitulado *“Petrotectonic, fluid inclusions and clumped isotopes on evaluation of Perau Formation tectono-metamorphic context, southern Ribeira Belt: implications on Pb-Zn sulfide ore deposits”*, aborda os registros metamórficos obtidos em análises de inclusões fluídas em veios de quartzo sintectônicos, paragêneses minerais, mecanismos de deformação e isótopos agrupados de C&O, discutindo a contextualização dos níveis mineralizados perante os registros tectônicos e metamórficos. Adicionalmente, consta neste volume um anexo com artigo intitulado *“Integração geológico-geofísica da região das minas de Canoas, Perau e Água Clara, Vale do Ribeira, Paraná, Brasil”*, abordando as principais características geofísicas das unidades litológicas da região do Perau, bem como as principais estruturas tectônicas presentes na região. O objetivo deste anexo é posicionar o leitor no contexto tectônico, ressaltando as principais estruturas.

1.1 HIPÓTESE

Considerando o contexto geotectônico no Terreno Apiaí, a Formação Perau apresenta registros metamórficos condizentes com fácies anfibolito, com a presença próxima de núcleos de embasamento e zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo. A influência da deformação e do metamorfismo pode representar um avanço na compreensão dos depósitos da região do Perau, tanto na avaliação geométrica e distribuição espacial dos horizontes mineralizados, como sobre a influência dos processos tectônicos na remobilização dos sulfetos. Dessa forma, a análise proposta insere-se na hipótese dos jazimentos de Pb-Zn (Cu-Ba) da região do Perau não possuírem controle exclusivamente sedimentar, mas também possuírem remobilizações controladas por processos tectonometamórficos.

1.2 JUSTIFICATIVA

Os depósitos minerais mais importantes do mundo estão localizados em Terrenos Metamórficos, onde a deformação e o metamorfismo podem formar ou modificar tais depósitos. O relacionamento dos processos mineralizadores com os eventos tectonometamórficos na região do Perau, registrados principalmente em suas rochas hospedeiras, deve ser revisado, possibilitando melhor compreensão sobre as fases de mineralização e, conseqüentemente, exploração mais eficaz.

1.3 OBJETIVO GERAL

Compreender os processos de deformação e metamorfismo que podem ter controle na remobilização das mineralizações de Pb-Zn (Cu-Ba) das rochas Formação Perau, na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira (PR). Para tanto, este trabalho objetiva o estudo petrotectônico tanto da sequência metassedimentar da Formação Perau como dos níveis mineralizados.

1.3.1 Objetivos específicos

a) descrever e hierarquizar as fases de deformação e os diferentes estilos estruturais;

- b)** descrever paragêneses e mecanismos de deformações que caracterizem as condições metamórficas de temperatura e pressão;
- c)** correlacionar a evolução tectonometamórfica observada no contexto da Formação Perau com as texturas e estruturas observadas nos níveis mineralizados;
- d)** correlacionar estruturas regionais, como zonas de cisalhamento e dobras (ex.: antiforma da Anta Gorda, Falha de Ribeirão Grande, etc.);
- e)** determinar condições de T e salinidade em veios de quartzo sintectônicos à fase de baixo ângulo, por meio do estudo de inclusões fluidas.
- f)** determinar temperaturas de cristalização de carbonatos por meio da análise de isótopos agrupados de C&O (*Clumped isotope*).
- g)** Correlacionar fases de deformação observadas com parâmetros de temperatura obtidos por meio de paragêneses, mecanismos de deformação, microtermometria e isótopos agrupados de C&O.

1.4 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está inserida na região do Vale do Ribeira, entre os municípios de Tunas do Paraná e Adrianópolis, no Estado do Paraná (Figura 1). O acesso a partir de Curitiba é feito pela BR-476 até o município de Tunas do Paraná, percorrendo 73 quilômetros, e de Tunas até a região dos depósitos por estradas secundárias, acessadas logo após o Km 27.

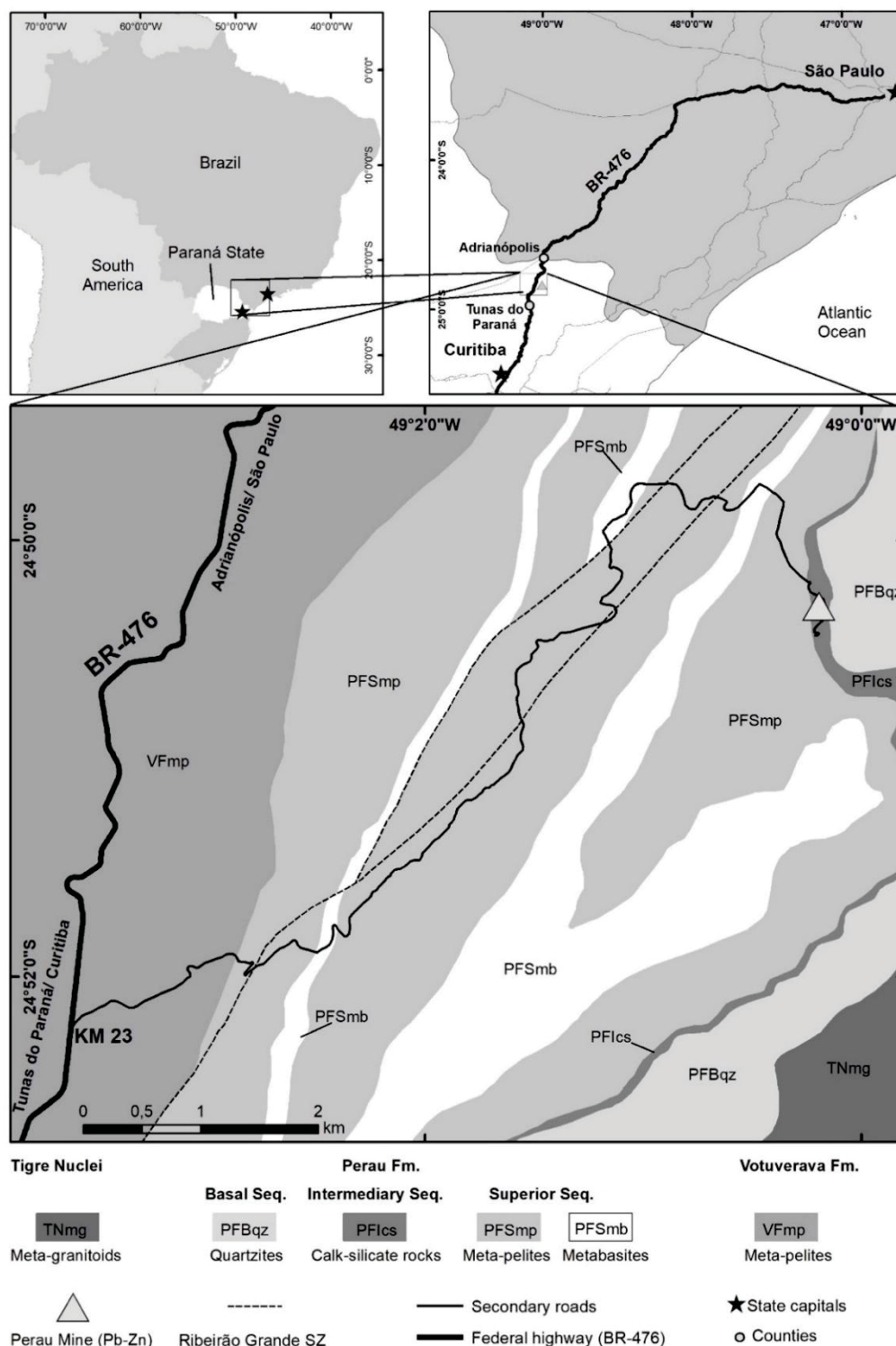


Figura 1. Figura de localização e contexto geológico da área de estudo - GCS SIRGAS 2000.

As estradas secundárias, que dão acesso à região da Mina do Perau, possuem pavimentação com saibro e manutenção relativamente frequente, contudo, suas condições de tráfego precárias apresentam periculosidade elevada e intensa

sinuosidade devido ao relevo com encostas íngremes a escarpadas, assim como densa vegetação.

O contexto geomorfológico é caracterizado por declividades acentuadas características de relevo fortemente ondulado e montanhoso, com florestas de pinus e eucalipto espalhadas por toda região, e mata secundária nas regiões de vales (Figura 2). O sistema de drenagem apresenta forte condicionante estrutural e litológico, formando vales encaixados, os quais dificultam os acessos à região.



Figura 2 Vale do Ribeirão Grande, com declividades acentuadas e drenagens encaixadas. Os paredões rochosos em alguns morros com encostas íngremes na beira dos rios motivaram o nome Perau para a região.

1.5 METODOLOGIA

Trabalhos de detalhe nas mineralizações da região do Perau são hoje um grande desafio, tendo em vista que as principais galerias da região se encontram interditadas, após muito tempo sem manutenção e alguns desmoronamentos comprometerem suas estruturas (Figura 3). Mesmo um trabalho focando apenas os

furos de sondagem, hoje em posse da Votorantim Metais (Atualmente NEXA) e da CPRM, dificilmente possibilitaria uma reavaliação segura com a falta de contextualização tectônica. Assim, neste trabalho foi dada ênfase ao reconhecimento dos principais registros tectônicos e metamórficos da região, avaliando não apenas as mineralizações e suas encaixantes, mas seu contexto na Formação Perau em uma seção geológica contínua.



Figura 3 - Entrada da galeria G1 em julho de 2016. As principais das galerias do Perau encontram-se interditadas, com infraestrutura comprometida pela falta de manutenção e desmoronamentos.

Este estudo utilizou diferentes métodos para abordagem da influência do metamorfismo e da tectônica nas mineralizações do Perau, que integrados permitiram uma avaliação mais ampla para toda região. Os métodos utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa foram:

1.5.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi relacionado aos temas: i) geologia regional, envolvendo trabalhos prospecção mineral efetuados na região, geologia estrutural e metamórfica e conceitos sobre metalogenia; ii) Estudo de inclusões fluídas e microtermometria e; iv) Estudo de isótopos agrupados de C&O (*Clumped isotopes*).

Vale ressaltar a obra de Elias Daitx, que em seu volume de doutorado de 1996 sintetiza uma valorosa quantidade de dados na região do Perau, sendo um marco para o entendimento de seus depósitos. Os trabalhos do professor Elias foram grande inspiração para a presente pesquisa.

1.5.2 Geoprocessamento

Para organização e integração dos dados geológicos regionais, geofísicos, dados de campo, petrográficos, análises mineralógicas, geoquímicas, inclusões fluídas e isotópicas, foi utilizado um Sistema de Informações Geográficas (SIG Perau), desenvolvido por Fedalto (2015). O SIG Perau conta com mapas geológicos e dados resgatados em relatórios, a exemplo de Silva et al. (1981), realizados pela CPRM/DNPM, com fichas de afloramento, dados estruturais e geoquímicos. Os dados geofísicos se referem aos levantamentos do Projeto Paraná – Santa Catarina (2011), com dados aeromagnéticos e gamaespectrométricos cedidos pela CPRM – Serviço geológico do Brasil.

1.5.3 Aerogeofísica

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram cedidos pela CPRM do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina, o qual recobre o leste dos estados do Paraná, Santa Catarina e sul de São Paulo. O levantamento tem altura de voo fixa de 100 m sobre o terreno e com linhas de voo espaçadas a cada 500 m e de controle a cada 10 km, orientadas nas direções N-S e E-W, respectivamente. Área selecionada para o processamento compreende os limites do mapa geológico de Daitx (1996), escala 1:25.000.

Os dados foram processados e interpolados utilizando o método *bi-grid* e *minimum curvature*, para magnetometria e gamaespectrometria, respectivamente, por meio do *software* Oasis Montaj. Os dados foram integrados utilizando o *software* ArcGis 9.3, por meio da sobreposição de dados *raster* (mapas geofísicos) com

dados vetoriais (dados geológicos), e as interpretações foram feitas vetorização linhas e polígonos sobre as anomalias e domínios geofísicos.

1.5.3.1 Dados gamaespectrométricos

Para eliminar teores negativos dos mapas K, eTh e eU (devido a erros durante a interpolação) foi efetuado micronivelamento para cada elemento. Para tanto, foram somados os valores mínimos absolutos aos máximos para cada elemento a fim de normaliza-los.

A partir dos mapas básicos de K, eTh e eU nivelados, foram gerados mapas ternários RGB. O mapa ternário foi gerado pela associação da associação do sistema de cores RGB, sendo R=potássio (%), G=urânio (ppm) e B=tório (ppm).

Por meio da análise qualitativa foi confeccionado um mapa litogeofísico discriminando domínios gamaespectrométricos que consideram a proporção relativa entre o K, eU e eTh. Por fim, os domínios litogeofísicos foram ser integrados à base geológica, afim entender a relação geológico-geofísica.

1.5.3.2 Dados Magnetométricos

Sobre o CMA foi utilizado filtro passa-baixa (*low pass filter*) de 500 m e feito micronivelamento de 30 nT, com intuito de eliminar ruídos (fontes rasas) e equalizar valores positivos e negativos. O CMA foi reduzido ao polo (RTP), a fim de reduzir a bipolaridade das fontes magnéticas e posicionar as amplitudes máximas das anomalias sobre o centro de suas fontes, de modo a facilitar a interpretação dos dados magnéticos (Tabela 1). Sob o CMA-RTP optou-se por realizar continuação de voo (*upward continuation*) de 200 metros, para realçar estruturas mais profundas e eliminar ruídos de fontes rasas.

Tabela 1 - Parâmetros utilizados no processamento para reduzir o Campo Magnético Anômalo ao polo. Método de Redução ao Polo (RTP).

Projeto	Data média de aquisição	Coordenada central da área	Declinação	Inclinação	Média da altitude	Inclinação para correção de amplitude
---------	-------------------------	----------------------------	------------	------------	-------------------	---------------------------------------

PR-SC	15/07/2010	49o	W; -18,87o	-34,75o	770 m	-54.25o
		24o50' S				

Os principais filtros de realce aplicados ao CMA-RTP foram a Inclinação do Sinal Analítico (ISA) de Miller & Singh (1994), a Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT), de Ferreira et al. (2010, 2013) e Signum de segunda ordem (*Signum transform*) de Souza & Ferreira (2012). A ISA permite detectar centros de corpos de estruturas magnéticas, a ISA-GHT define melhor resolução das bordas dos corpos devido à equalização do GHT pelo ISA e o Signum de segunda ordem realça os limites de estruturas onde as fontes causativas são representadas por valores positivos. Este método consiste na normalização da derivada de segundo grau na vertical,

Para eliminar teores negativos dos mapas K, eTh e eU (devido a erros durante a interpolação) foi efetuado micronivelamento para cada elemento. Para tanto, foram somados os valores mínimos absolutos aos máximos para cada elemento a fim de normaliza-los.

A partir dos mapas básicos de K, eTh e eU nivelados, foram gerados mapas ternários RGB. O mapa ternário foi gerado pela associação da associação do sistema de cores RGB, sendo R=potássio (%), G=urânio (ppm) e B=tório (ppm).

Por meio da análise qualitativa foi confeccionado um mapa litogeofísico discriminando domínios gamaespectrométricos que consideram a proporção relativa entre o K, eU e eTh. Por fim, os domínios litogeofísicos foram ser integrados à base geológica, afim entender a relação geológico-geofísica.

1.5.4 Levantamentos de Campo

Os levantamentos de campo foram realizados em oito dias no mês de julho de 2016, para construção de uma seção geológica contínua (Figura 4), com ênfase ao reconhecimento dos litotipos e coleta de dados estruturais. Foram descritos 71 afloramentos e coletadas 163 amostras destinadas a análises estruturais, petrográfica, geoquímica, isotópica e de inclusões fluídas.

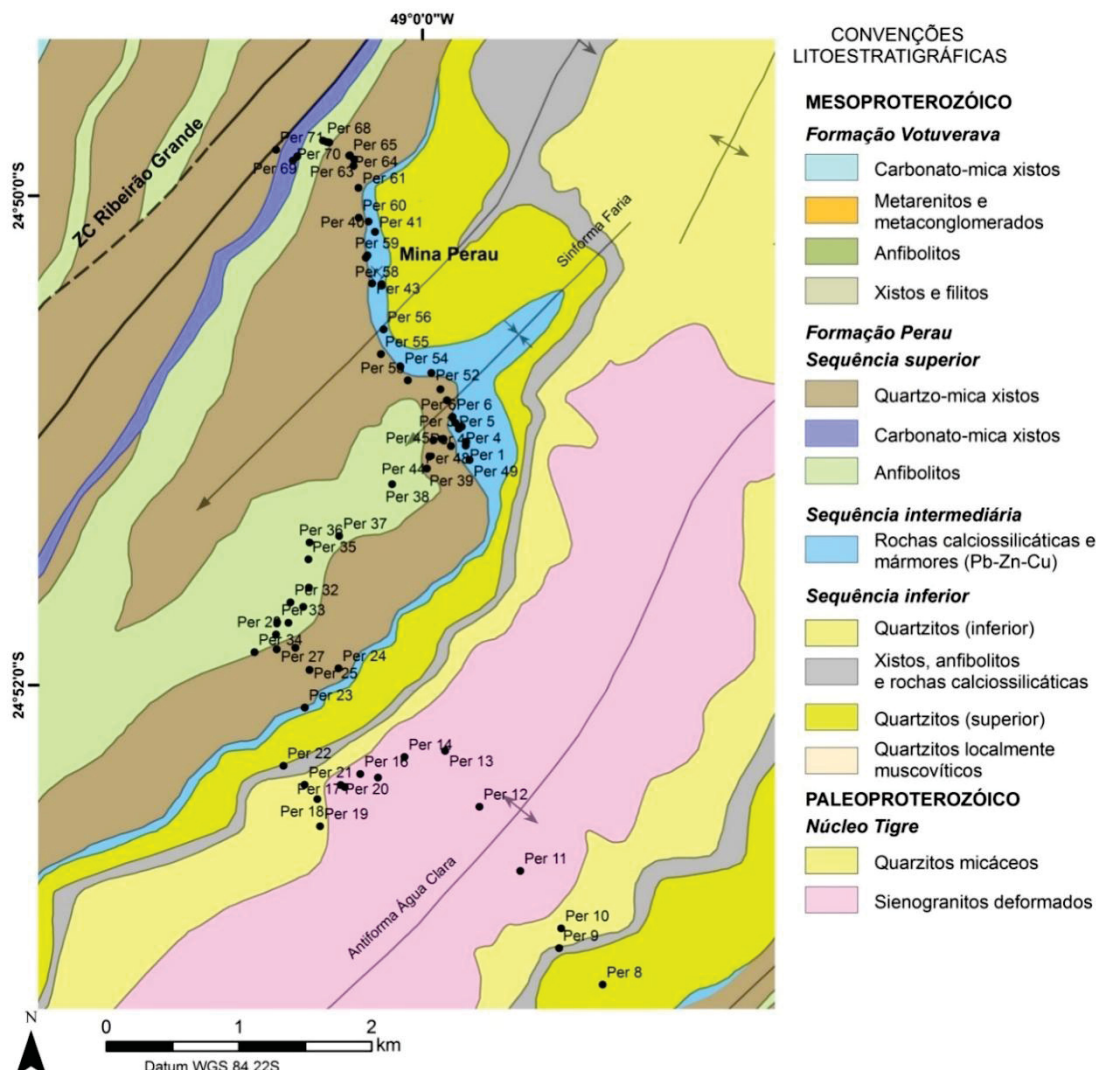


Figura 4 - Mapa geológico (modificado de Daitx, 1996) com os afloramentos estudados para construção da seção.

A análise estrutural visou compreender e hierarquizar as fases tectônicas e metamórficas, classificando as foliações e identificando estruturas regionais como zonas de cisalhamento e dobras, a fim de compreender o posicionamento tectonoestratigráfico dos corpos mineralizados. Para tanto, foi realizada uma transecta que contemplou todas as sequências litológicas da Formação Perau, incluindo o embasamento do Núcleo Tigre.

Durante os trabalhos de campo foram descritos em afloramentos aspectos estruturais e litológicos, geometria e relação de corte entre foliações buscando reconhecer fases miloníticas e suas implicações na evolução e/ou modificação das rochas da Formação Perau. Assim como, foram coletadas amostras para análises petrográficas, estudo de inclusões fluidas (microtermometria) e isótopos agrupados de C&O.

1.5.5 Análise petrográfica

A análise petrográfica visou à descrição em luz transmitida e refletida de lâminas delgadas, polidas e bipolidas. A análise de lâminas delgadas e polidas objetivou identificar texturas, estruturas, paragêneses minerais e mecanismos de deformação dos diferentes litotipos e níveis mineralizados da Formação Perau. O estudo petrográfico microtectônico objetivou caracterizar os mecanismos de deformação, bem como o relacionamento das microestruturas e as condições de P-T, com base na classificação de Passchier & Trouw (2005).

A descrição petrográficas de lâminas bipolidas para o estudo das inclusões fluidas visou caracterizar populações de inclusões de acordo com seus aspectos morfológicos, composicionais (sólido, líquido e/ou vapor) e temporais.

Ao todo foram descritas 31 lâminas delgadas, 11 lâminas polidas e uma lâmina bipolida, voltada à análise de inclusões fluidas (Tabela 02).

Tabela 2 - Lâminas delgadas, polidas, bi-polidas, e amostras em que foram feitas análises de isótopos agrupados, utilizadas nesta pesquisa.

Amostra	Lâmina delgada	Lâmina polida	Lâmina bi-polida	Isótopos agrupados	Composição
<i>Núcleo Tigre</i>					
Per-11	X				Metagranitoide milonítico
Per-13	X				Metagranitoide milonítico
<i>Sequência basal</i>					
Per-09	X				Muscovita-quarzito
<i>Sequência intermediária</i>					
Per-49 A	X				Carbonatossilicática
Per-52	X			X	Carbonatossilicática
Per-53	X				Mármore impuro
Per-54	X				Calciossilicática
Per-55	X			X	Mármore impuro
<i>Sulfetos de Pb-Zn (Cu-Ba)</i>					
Per-02B		X			Carbonatossilicática (Minério de Cu)

Per-41A	X		Barita (Minério de Ba)
Per-41C	X		Calciossilicática (Minério de Pb-Zn)
Per-41F	X		Minério de Pb-Zn
Per-41G	X		Minério de Pb-Zn
Per-41K	X		Minério de Pb-Zn
Per-41M	X		Calciossilicática (Minério de Pb-Zn)
Per-42A	X		Calciossilicática (Minério de Pb-Zn)
Per-42B	X		Calciossilicática (Minério de Pb-Zn)
Per-42F	X		Calciossilicática (Minério de Pb-Zn)
Per-58A	X		Calciossilicática
Sequência			
Superior			
Per-01C	X		Granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto
Per-01E	X		Granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto milonítico
Per-05A.1	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto milonítico
Per-05A.2	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto milonítico
Per-43	X		Estaurolita-muscovita-biotita-quartzo xisto
Per-45	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto
Per-51	X	X	Veio de quartzo
Per-59A.1	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto milonítico
Per-59A.2	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto milonítico
Per-61B	X		Biotita-muscovita-quartzo xisto
Metabasitos			
Per-04	X		Plagioclásio-hornblenda anfibolito
Per-5B	X		Plagioclásio-hornblenda anfibolito
Per-48	X		Plagioclásio-hornblenda anfibolito

1.5.6 DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)

A difração de raios X é uma técnica com uma ampla possibilidade de aplicações, mas principalmente utilizada para determinar e quantificar fases minerais e parâmetros cristalográficos. A determinação de fases minerais por DRX se baseia

nas propriedades cristalográficas dos minerais, a qual possuem distâncias interplanares específicas para cada grupo mineral, controladas pelo raio iônico dos elementos e tipo de ligações cristalinas.

Por meio da geração de uma corrente elétrica de alta tensão, feixes de raios-X são liberados contra uma amostra, onde os raios X difratados, segundo a Lei de Bragg, possuem ângulos de difração (dois theta) controlados pela distância interplanar dos cristalitos (D-spacing). O resultado das medições é a geração de difratogramas com picos de diferentes intensidades/contagens referentes às faces cristalinas presentes na amostra analisada (Skoog, 2017).

A análise por DRX foi utilizada para identificação das fases minerais, para dar suporte à análise petrográfica assim como análise de isótopos agrupados de C&O, sendo para esta importante a distinção de carbonatos magnesianos de calcínicos. Foram analisadas 05 amostras da Sequência Intermediária e 09 dos níveis mineralizados

1.5.7 Estudo de inclusões fluidas

Durante a formação de um cristal em presença de uma fase fluida, parte deste fluido pode ficar retida em imperfeições, formando inclusões fluidas (IF). O fluido retido pode conter fases fluidas, em diferentes proporções e composições, além de sais, silicatos, sulfetos e carbonatos em estado sólido (Bodnar, 2003).

A microtermometria de inclusões fluídas em veios de quartzo sintectônicos, associadas à fase de baixo ângulo permitirá a determinação das condições de mínimas de temperatura e salinidade dos fluidos metamórficos e dará suporte para futuras interpretações sobre a capacidade de remobilizações/migrações de Pb-Zn-Cu destes fluidos. Faleiros (2003) realizou trabalhos de microtermometria voltados à determinação das condições de P-T do metamorfismo associado à Zona de Cisalhamento Ribeira, ao norte da área e determinou trajetórias de resfriamento para a colação desta zona de cisalhamento.

1.5.7.1 Petrografia de inclusões fluidas

Há diferentes formas de classificação de inclusões fluidas (Roedder, 1984; Goldstein, 2003), mas a maneira de classificação que será adotada é a temporal

(Bodnar, 2003) (Figura 5). As IF's que contêm o fluido responsável pela formação do cristal hospedeiro são denominadas de *inclusões fluidas primárias*. Inclusões fluidas formadas após a formação do cristal, devido à entrada de fluidos e aprisionamento em fraturas, são chamadas *inclusões fluidas secundárias*. IF's formadas em fraturas desenvolvidas durante a formação do cristal são chamadas de *inclusões fluidas pseudossecundárias* (Goldstein, 2003).

Um grupo de inclusões fluidas aprisionadas em um mesmo intervalo de tempo é denominado FIA (*Fluid Inclusion Assemblage*) (Goldstein & Reynolds, 1994). As IF's de uma FIA são aprisionadas aproximadamente sob as mesmas condições de temperatura e pressão, e todas possuem fluidos de composição semelhantes. Desta forma, FIA's representam inclusões fluidas com fluidos representativos de um determinado evento/episódio durante a história de um sistema.

Os estudos petrográficos visam agrupar as IF's de acordo com a consistência em seus tamanhos, formas, orientação, composição e razão líquido-vapor (razão L:V) (Goldstein & Reynolds, 1994) (Figura 6). Estas informações serão empregadas na interpretação dos resultados obtidos pela microtermometria.

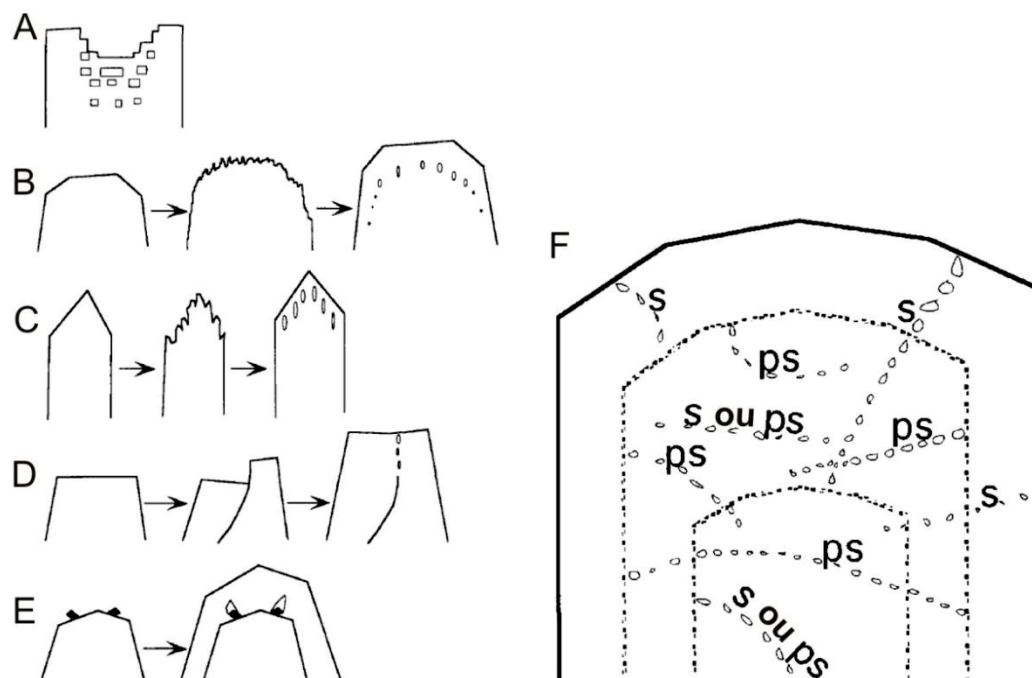


Figura 5. A, B, C, D, E) Diagramas esquemáticos mostrando possíveis mecanismos de aprisionamento de inclusões fluidas primárias. F) Diagrama esquemático mostrando a distinção de IF's secundárias (s) e pseudossecundárias (ps) (Goldstein & Reynolds (1994)).

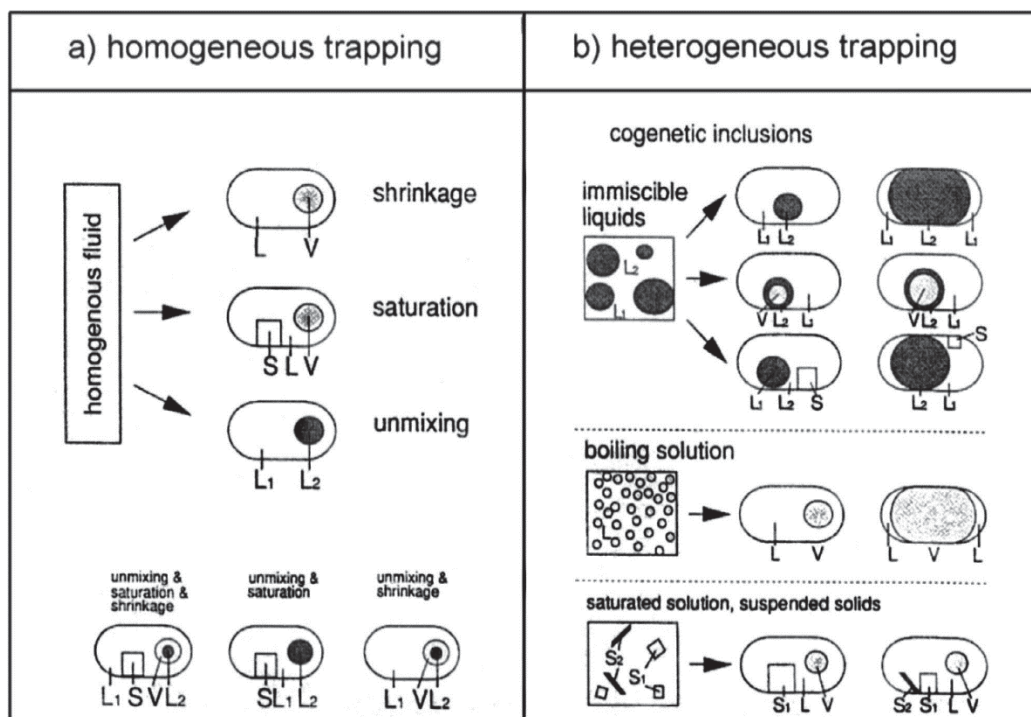


Figura 6. Mecanismos de aprisionamento de inclusões fluidas. a) Aprisionamento homogêneo (*homogeneous trapping*). Em temperatura ambiente, a separação em fases resultada saturação ou imiscibilidade de um fluido originalmente homogêneo. b) Aprisionamento heterogêneo (*heterogeneous trapping*). Inclusões fluidas com composições e proporções variadas das fases são aprisionadas ao mesmo tempo (Kerkhof & Hein, 2001).

1.5.7.2 Microtermometria

A microtermometria visa à determinação de condições originais aproximadas do fluido (P-T-X), com base em mudanças de fases dos fluidos durante o aquecimento e resfriamento de inclusões fluidas. Segundo Goldstein & Reynolds (1994), para interpretar resultados de IF's a partir da microtermometria é necessário analisar IF's de uma mesma FIA determinadas por meio da petrografia, dando atenção ao fato que inclusões de tamanhos e formas diferentes podem ter origem totalmente distinta (Wojcik et al., 1994).

A temperatura mínima de aprisionamento, salinidade e pressão do fluido é obtida durante a microtermometria por meio de uma série de parâmetros, sendo os principais, denominados Temperatura de Homogeneização (Th), Temperatura Inicial de Fusão (Ti) e Temperatura Final de Fusão (Tm [CO₂], Tm [Gelo], Tm [Halita]). A Temperatura de Homogeneização (Th) é a temperatura que uma IF passa de estado polifásico (sólido, líquido e/ou vapor) para o estado monofásico (líquido homogêneo). A Temperatura Inicial de Fusão (Ti) é obtida pelo aquecimento progressivo após o congelamento total da IF, cujo valor é definido pelo aparecimento inicial da fase

líquida. A Temperatura Final de Fusão (T_m) é definida quando os componentes sólidos (resultados do resfriamento) são completamente fundidos, onde sólidos de composição diferentes (H_2O , CO_2 , $NaCl$) vão apresentar T_i e T_m distintos, sendo passíveis de interpretação (Goldstein, 2003).

A salinidade do fluido é quantidade de solutos eletrolíticos ($NaCl$, $CaCl_2$) e não eletrolíticos (CO_2 , H_2S) presentes no fluido, a qual é expressa convencionalmente em $NaCl$ equivalente (equiv. wt. %). As concentrações individuais dos solutos em fluidos com vários componentes frequentemente não podem ser definidas, mas a salinidade global pode ser medida, pois os diferentes solutos são sensíveis à transição de fases, os quais indicam diferentes temperaturas de fusão. (T_m [CO_2], T_m [Gelo], T_m [Halita]) (Goldstein, 2003).

1.5.8 ESPECTROSCOPIA RAMAN

A espectroscopia Raman é uma técnica não destrutiva utilizada para análise de inclusões fluidas, principalmente para identificação qualitativa de componentes sólidos, líquidos e gasosos. Integrada à petrografia e microtermometria de inclusões fluidas, a espectroscopia Raman permite obter uma avaliação mais precisa da composição dos fluidos (Frezzotti et al., 2012). Os solutos e gases mais comumente encontrados em inclusões fluidas estão exibidos na Tabela 3.

Tabela 3- Principais vibrações de Raman (cm^{-1}) das principais espécies gasosas e solúveis in fluidos aquosos.

Gases	Main vibrations	Ref.	Solutes	Main vibrations	Ref.
COS	857	1	$Si(OH)$	750-800	8, 9
SO_2	s 1151	2	$Si_2O(OH)$	590-680	8, 9
	w 524		ClO_4^-	vs 928	10
CO_2 Fermi doublet	s 1285	3		w 645	
	vs 1388			w 460	
$^{12}CO_2$	w 1370		SO_2^-	vs 980	10
O_2	1555	1		w 620	
CO	2143	1		w 450	
N_2	2331	4	NO_2^-	vs 1049	10
H_2S	2611	1		w 690	
C_4H_8	2890	1		w 1355	
CH_4	vs 2917	5	HSO_4^-	vs 1050	11
	w 3020			w 890	

C_2H_6	2954	1	HCO_2^-	vs 1017	12
NH_4	3336	1		m 1360	
H_2	vs 4156	6	CO_2^-	vs 1064	12
	w 4126			w 684	
	w 4161			m 1380	
	w 1032		CO_2 in solution	vs 1384	12
	w 586			m1276	
	w 354		HS- and H_2S	2570-2590	11
H_2O vapor	vs 3657-3756	7	NH_4^+	vs 3040	13
	w 1595			sh 2870	
			B(OH)	vs 877	14
				w 495	
					15
			H_2O liquid	vs 2750-3900*	a,b
				w 1630	

vs = very strong; m = medium; w = weak; sh = shoulder; * Broad bands of several hundreds of cm^{-1} ; 1 Burke, 2001; 2 Herzberg, 1945; 3 Rosso and Bodnar, 1995; 4 Herzberg, 1950; 5 Brunsgaard-Hansen et al., 2002; 6 Dubessy et al., 1988; 7 Fraley et al., 1969; 8 Zotov and Keppler, 2000; 9 Hunt et al., 2011; 10 Ross, 1972; 11 Dubessy et al., 1992; 12 Davis and Oliver, 1972; 13 Schmidt and Watenphul, 2010; 14 Schmidt et al., 2005; 15 a,b Walrafen, 1964, 1967. Ref. = References. Modificado de (Frezzotti et al., 2011). These references are in (Frezzotti et al., 2012).

A espectroscopia Raman é baseada na dispersão inelástica de luz pela matéria em estado sólido, líquido ou gasoso. A luz monocromática dispersada pela matéria contém radiações com frequências diferentes da luz emitida. Este efeito foi predito por Smekal (1923) e demonstrado e nomeado por Raman (1928). A técnica consiste na medição de fótons emitidos pela dispersão inelástica da luz (vibrações por centímetro, ou *Raman shift*), a qual gera um espectro com diferentes intensidades, expressos como contagens, com valores arbitrários.

O espectro gerado pela emissão de luz monocromática corresponde à energia vibracional moléculas do material analisado, o que por sua vez reflete a natureza da ligação das moléculas (Figura 7).

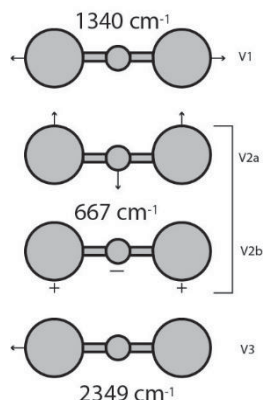


Figura 7 – Vibrações internas de uma molécula de CO₂ (Ferraro et al., 2003): V1-encurtamento simétrico; V2-torção simétrica; V3- encurtamento antissimétrico. Os sinais + e – denotam as vibrações para cima e para baixo, respectivamente, na direção perpendicular ao plano da imagem (Modificado de Hurai et al., 2015).

Para a realização da espectrometria Raman durante este trabalho, foi utilizado um microscópio Raman Confocal Witec alpha 300R, com comprimento de onda de 532 nm, no Centro de Microscopia Eletrônica (CME), na Universidade Federal do Paraná.

1.5.9 ISÓTOPOS AGRUPADOS DE C & O EM CARBONATOS

A análise geotermométrica de isótopos agrupados de C & O em carbonatos (carbonate clumped isotope thermometry) se baseia na característica dos carbonatos crescerem em equilíbrio com o ambiente e, dessa forma, determinar histórias termais em ambientes superficiais e crustais (Eiler, 2011). A variação na composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ é função tanto da temperatura como da composição dos fluidos a partir dos quais os carbonatos se formam. Moléculas de mesma composição com massas diferentes são denominados isotopologues ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$; $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$; $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{17}\text{O}$), e a abundância destes depende da quantidade de isótopos raros presentes na molécula. A molécula de CO₂ mais abundante na natureza é $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ e a menos abundante a $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{18}\text{O}$ (Hoefs 2009).

Esta técnica permite o cálculo da temperatura de cristalização de carbonatos, utilizando o ¹³C e ¹⁸O agrupados na estrutura cristalina do carbonato (¹³C¹⁸O¹⁶O), definindo a quantidade de moléculas de massa 47 da amostra, na qual o fracionamento é sensível, exclusivamente, a variações nas condições térmicas do meio, sendo seu valor o registro térmico da última variação da estrutura cristalina do cristal de carbonato (Eiler 2006; Gosh et al. 2006; Schauble et al. 2006)

. Os resultados são expressos como $\Delta 47$, na qual os valores decrescentes representam valores crescentes de temperatura.

O objetivo da utilização desta técnica neste estudo é avaliar as temperaturas registradas em rochas carbonatossilicáticas da Sequência Superior da Formação Perau. Os resultados obtidos foram integrados com temperaturas estimadas por paragêneses minerais, mecanismos de deformação e inclusões fluidas em veios de quartzo sin-tectônicos, e, por fim, correlacionados com a evolução-tectonotermal no contexto da Formação Perau. As análises foram realizadas na Universidade da Califórnia (Caltech – EUA), utilizando o espectrômetro de massas Thermo MAT 253.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do Vale do Ribeira (PR-SP) está inserida em um contexto tectônico de amalgamação crustal denominada por Hasui (2010) de Cinturão Ribeira (Figura 8). A Formação Perau está inserida no Terreno Apiaí (Siga Junior, 2009), em provável contato tectônico com as rochas do embasamento do Núcleo Tigre (Ebert et al. 1988) e em contato gradacional e tectônico, por meio da zona de cisalhamento transcorrente Ribeirão Grande, com a Formação Votuverava (Ebert et al. 1988, Daitx 1996). O Terreno Apiaí faz contato a sul com o Terreno Curitiba por meio da Zona de Cisalhamento Lancinha transcorrente de cinemática dextral (Fiori, 1992).

1.6 NÚCLEO TIGRE

O Núcleo Tigre representa rochas do embasamento da Formação Perau, sendo constituído por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos protomilonitizados e ultramilonitizados. Estas rochas apresentam idade de cristalização (U-Pb em zircão) de 1,75 Ga, Estateriano (Cury et al. 2002). Segundo Kaulfuss (2001), o Núcleo Tigre é formado por granitoides alcalinos intraplaca WPG, na qual sua origem remonta processos distensivos, relacionados à Tefrogênese Estateriana, interpretada como quebra do continente Atlântida (Siga Junior, 1995; Cury et al., 2002).

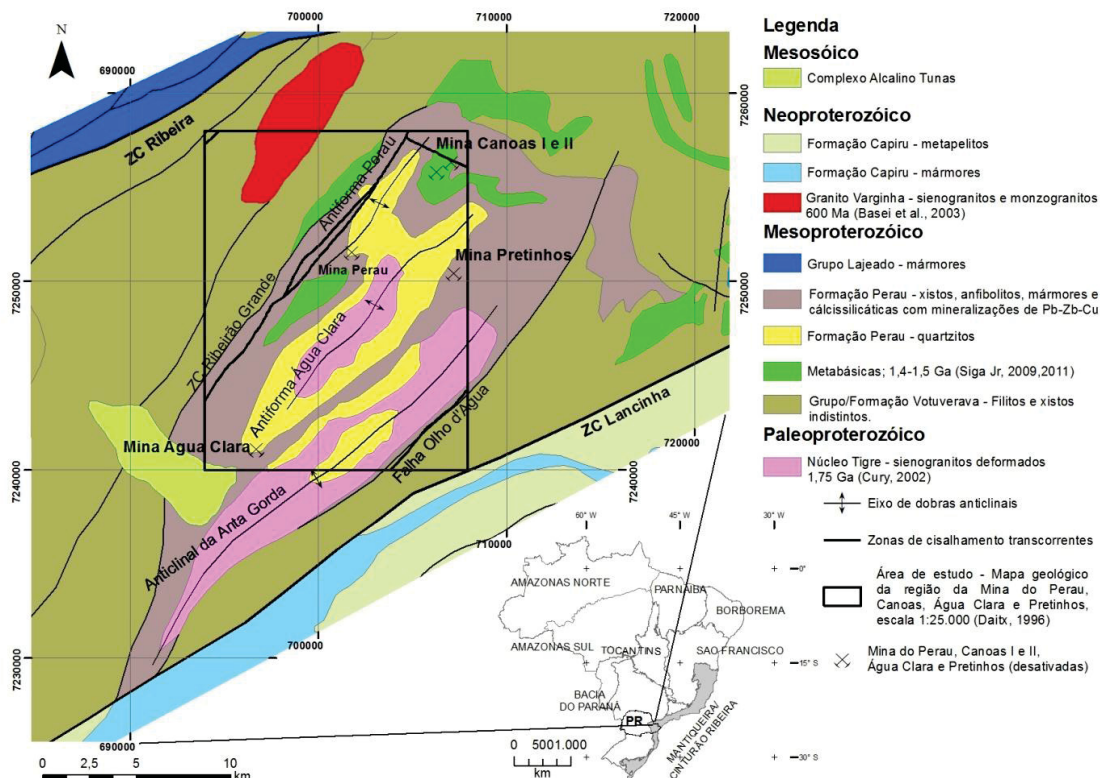


Figura 8. Principais unidades tectônicas e geológicas da área de estudo. Base geológica utilizada: Folha Curitiba SG22, escala 1:1.000.000 (GEOBANK/CPRM).

1.7 FORMAÇÃO PERAU

Autores como Pierkarz (1984), Silva et al. (1982), Fritzsons Jr. et al. (1982) e Ebert et al. (1988) admitem quadro estratigráfico preservado na Formação Perau, sendo composta por três unidades, ou associações litológicas. Daitx (1996), por meio de análise de sondagens, estudos petrográficos e litogeoquímicos, propôs três sequências litológicas no âmbito da Formação Perau: i) Sequência inferior ou quartzítica, formada predominantemente por quartzitos; ii) Sequência intermediária ou carbonática/pelítico-carbonática, constituída por rochas calciossilicáticas e carbonáticas; e iii) Sequência superior ou pelítico-aluminosa/anfibolítica, constituída por xistos e rochas anfibolíticas (rochas metabásicas) (Figura 9).

Os depósitos de Pb-Zn (Cu-Ba) ocorrem em um horizonte da Sequência intermediária, denominado “horizonte Perau” (JICA/MMAJ, 1982). Os níveis mineralizados de Pb-Zn (Cu-Ba) estão localizados em rochas calciossilicáticas, formados por leitos de sulfeto maciço, semimacioso ou disseminado, encaixados concordantemente com o bandamento composicional (Daitx, 1996). São

identificados três diferentes níveis mineralizados: nível cuprífero (somente na Mina do Perau), nível de sulfetos maciços (Pb-Zn) e nível baritífero. Também são identificadas formações ferríferas situadas na Sequência intermediária, estratigraficamente acima dos níveis mineralizados (Daitx, 1996).

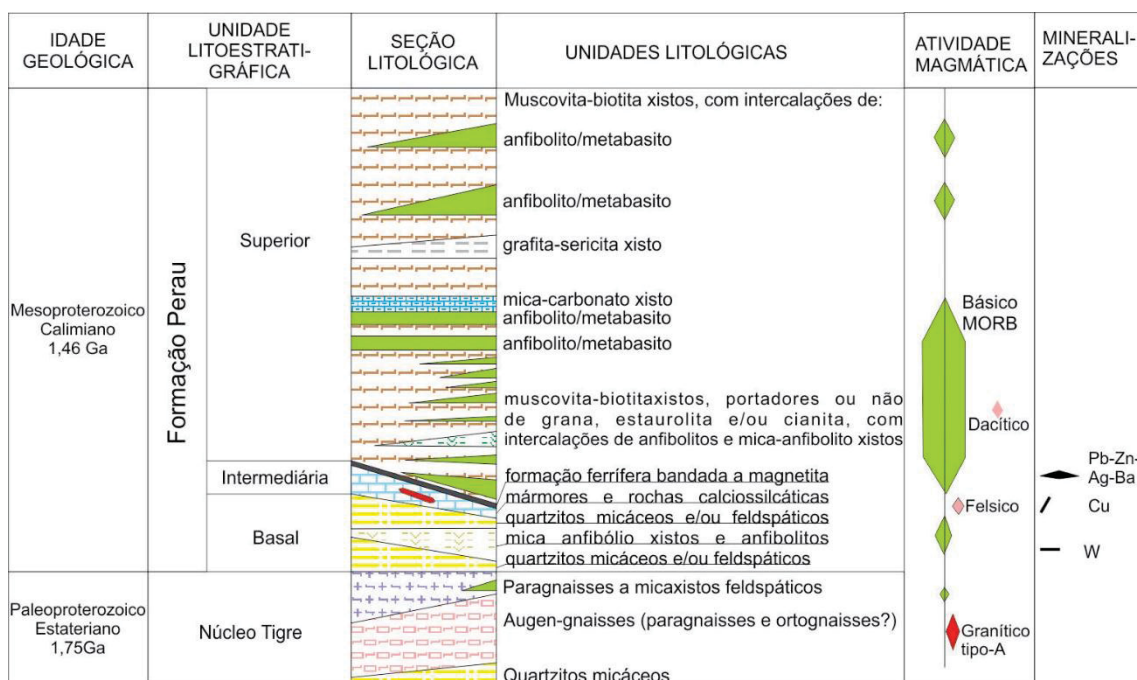


Figura 9. Coluna litoestratigráfica da Formação Perau, entre as regiões das minas Água Clara e Canoas Modificado de Daitx (1996), com dados geocronológicos de Cury et al. (2002) e Siga Jr et al. (2011).

Do ponto de vista tectônico, o “horizonte Perau” situa-se em flancos e zonas de charneira de grandes sinformas e antiformas, estando a Mina do Perau localizada no flanco NW da anticlinal Perau, com eixo na direção N45°E (Silva et al., 1981), enquanto a Mina de Canoas localiza-se no flanco NE da Antiforma Canoas, eixo na direção N10-20E (Daitx & Venusso, 1992).

Daitx (1996) interpreta a gênese dos depósitos como sedimentar-exalativa com influência magmática (Sedex), apresentando feições geológicas similares aos depósitos Broken Hill e Mount Isa. O mesmo usa como base para esta interpretação a presença de rochas exalativas (formações ferríferas, turmalinitos), a presença de pirrotita, constituindo importante mineral de parte dos corpos sulfetados, com valores de δS^{34} próximos ao do enxofre magmático, ocorrência de rochas vulcânicas felsíticas na base da jazida Perau e pela grande quantidade de rochas metabásicas nas áreas das jazidas.

1.8 ROCHAS VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS

As rochas anfibolíticas encaixadas concordantemente com as rochas metassedimentares nas formações Votuverava e Perau são interpretadas como metabasitos, com padrão geoquímico similar ao tipo MORB, sugerindo ambiente extensional (Siga Jr. 2011; Campanha et al., 2015). Estes autores obtiveram idades mesoproterozoicas U-Pb em zircões nestas rochas de 1,48 Ga, caracterizando importante evento de magmatismo básico no Terreno Apiaí.

Daitx (1996) interpretou as rochas anfibolíticas na Formação Perau como basaltos MORB, localizadas na Sequência superior, onde predominam mica xistos. Essas rochas são compostas por hornblenda e plagioclásio, discretamente foliadas, com texturas ofíticas e subofíticas parcialmente preservadas em alguns locais. Não são mencionados corpos de metabasitos na Sequência intermediária, onde está localizado o horizonte mineralizado.

Pierkaz (1984) identificou metavulcanitos na região do Betara (ao sudoeste da região de estudo), sotopostas a um nível de sericita xistos carbonosos, o qual entende está sequência litológica como pertencente à Formação Perau e a atribui caráter vulcanossedimentar. Daitx et al. (1992) identificou metatufos e metabrechas vulcânicas na região do Perau, localizados na base da Sequência intermediária, correlacionando-os com as metavulcânicas identificadas por Pierkaz (1984) na região do Betara.

1.9 CONTEXTO ESTRUTURAL E METAMÓRFICO

A região da mina do Perau está inserida na Megantiforma da Serra do Cadeado (Hasui et al. 1984), a qual expõe em seu núcleo rochas sienograníticas e monzograníticas deformadas do Núcleo Tigre (Siga Junior, 1995; Cury et al, 2002), sobrepostas por rochas metavulcanossedimentares da Formação Perau. Os litotipos do Núcleo Tigre ocorrem geralmente como tectonitos tipo L, SL e L, prevalecendo protomilonitos sobre milonitos, blastomilonitos e filonitos (Ebert et al. 1988; Cury et al., 2002).

A transição das rochas do Núcleo Tigre para a Formação Perau é estruturalmente concordante (foliação/bandamento metamórfico paralelos),

envolvendo intercalações de quartzitos e gnaisses xistosos e zonas filoníticas (Ebert et al., 1988). Para Ebert et al. (1988), a posição atual das rochas da Formação Perau sobre os granitoides deformados é alóctone ou parautoctone, sugerida pela intensa deformação nas zonas de contato.

Ebert (1987) e Ebert et al. (1988) definem três fases deformacionais principais, a partir de um evento de deformação progressivo. A fase D1, por meio de processos tectônicos de baixo ângulo tais como cavalgamentos e dobras isoclinais recumbentes, resultou no transporte sub-horizontal e aloctonia dos estratos, a qual alterou espessuras e empilhamento estratigráfico original. As fases D2 e D3, principalmente D3, adicionalmente complicaram a relação estratigráfica, colocando diferentes unidades lado a lado através de movimentos transcorrentes e deslocamentos verticais (Figura 10).

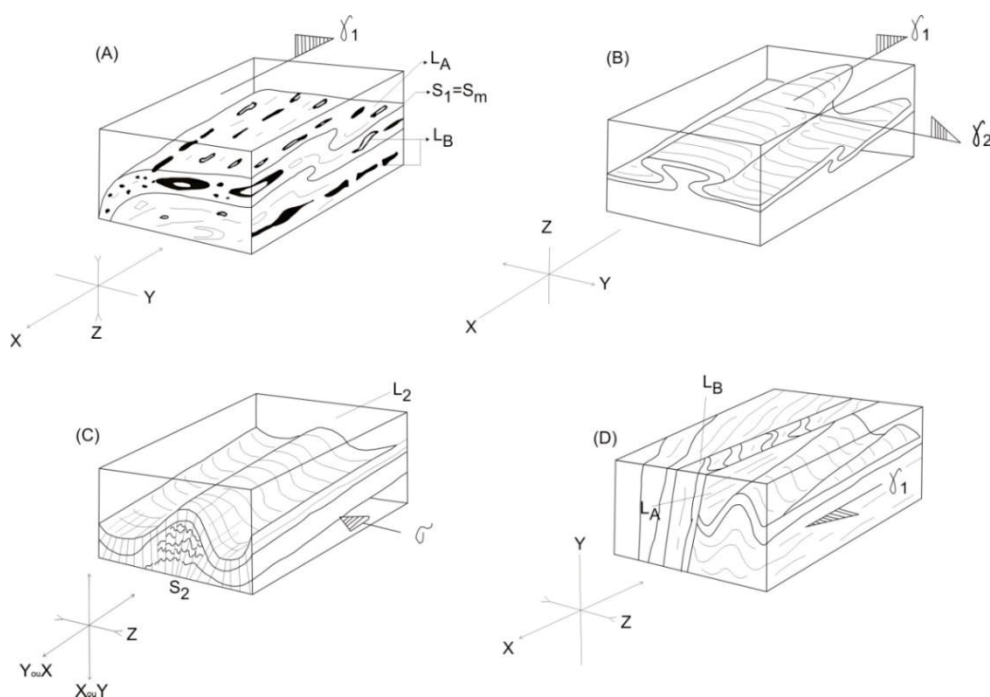


Figura 10. Elementos geométricos e estruturais da região da megantiforma da Serra do Cadeado (Ebert et al. 1988).

Para o norte da região de estudo, Faleiros (2003) propôs um modelo de deformação progressiva associada à convergência oblíqua entre placas, caracterizada por três estágios principais. O primeiro refere-se a um estágio compressivo, gerador de falhas de empurrão e macrodobras de orientação NE, representado pela Zona de Cisalhamento Figueira. O segundo indica instalação de transcorrências com orientação ENE, materializada pela Zona de Cisalhamento

Ribeira, reativações direcionais de falhas NE, como a Zona de Cisalhamento Figueira, e geração de transcorrências NNE, materializado pela Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Por fim, o último estágio relaciona-se a movimentos tardios controlados pelo cisalhamento paralelo à borda de placa, representado pela Zona de Cisalhamento Lancinha.

Fedalto et al. (2016), por meio de integração geofísico-geológico, interpretou compartimentação tectônica para as sequências da Formação Perau, limitadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo, que podem ser associadas à fase transcorrente propostas por Ebert et al. (1988) e Faleiros (2003). Essas zonas de cisalhamento de alto ângulo podem ser importantes modificadores das sequências litológicas locais, consequentemente alterando a geometria original dos depósitos sulfetados da região (Figura 11).

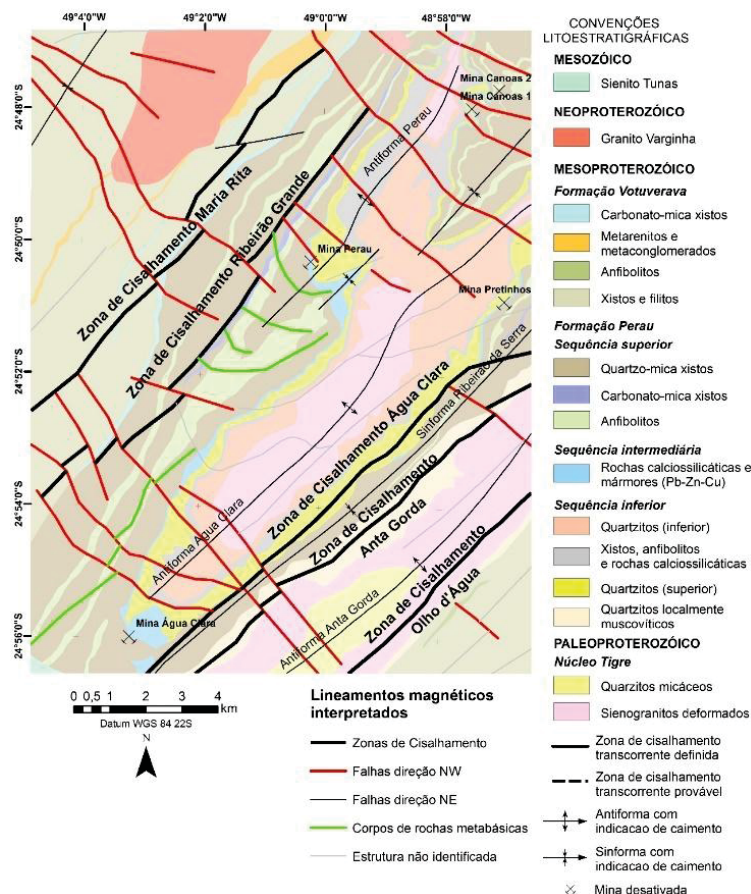


Figura 11. Mapa de integração geológico-geofísica, com interpretação de lineamentos magnéticos (Fedalto et al. 2016).

As paragêneses dos metapelitos indicam metamorfismo de média pressão, fácies xisto verde a anfibolito superior (Ebert et al., 1988). Os minerais indicadores das fácies metamórficas apresentam zoneamento concêntrico, cujo centro localiza-

se a nordeste da Mina Canoas. Da borda para o centro foram identificadas as zonas da clorita (muscovita), biotita, granada, estauroлита até a zona da cianita ou sillimanita e cordierita (Ebert et al., 1988; Daitx, 1996) (Figura 12).

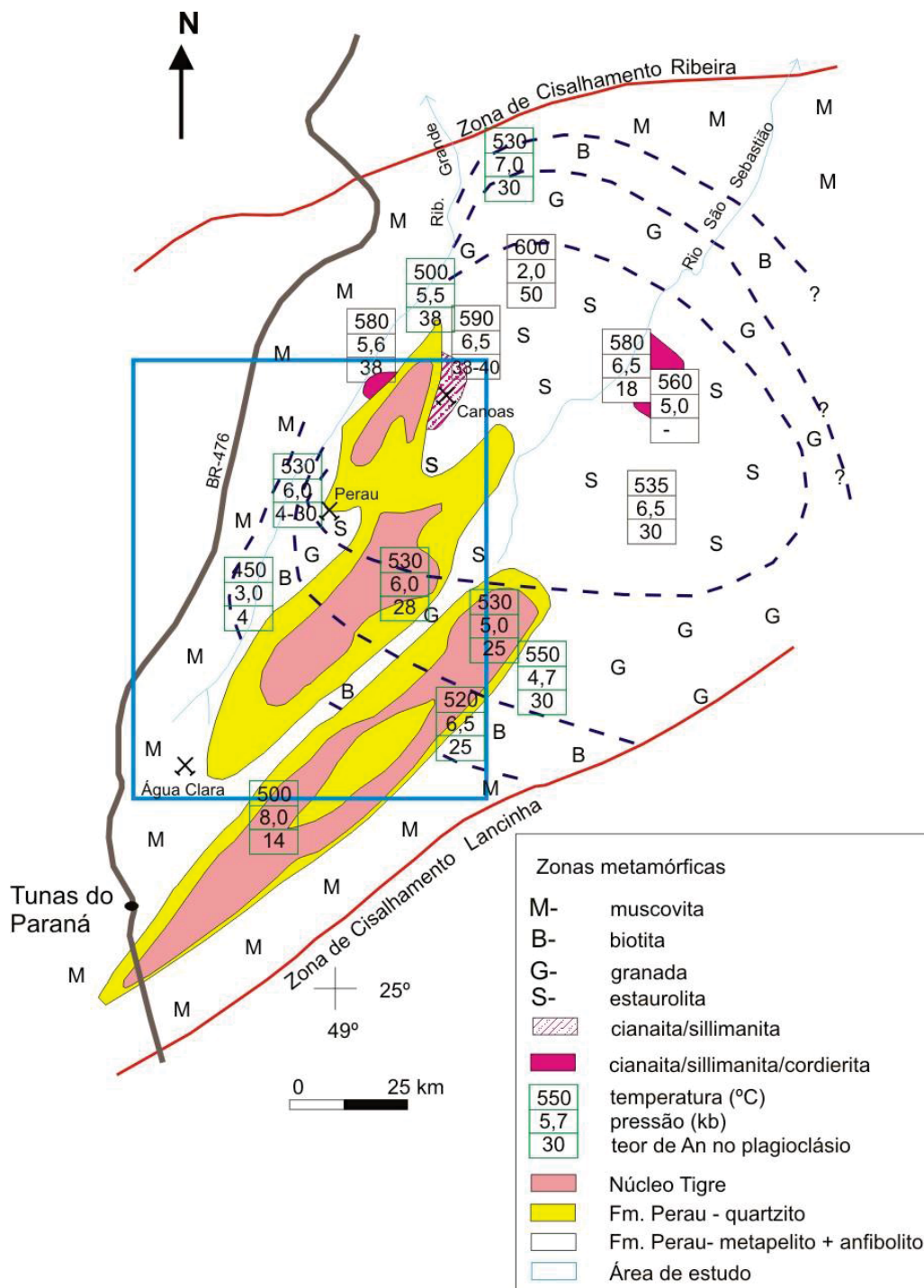


Figura 12- Distribuição das zonas metamórficas em rochas pelíticas, definidas pelo aparecimento de minerais-índices, e dos dados geotermobarométricos da região da megantiforme Serra Cadeado, modificado de Daitx (1996).

1.10 CONTEXTO GEOLÓGICO DOS DEPÓSITOS SULFETADOS

Com relação à gênese dos depósitos de sulfetos de Pb-Zn (Ag-Cu-Ba) das minas do Perau e Canoas, Fleischer (1976) interpretou origem vulcânica-exalativa, enquanto Barbour e Oliveira (1979) interpretaram os jazimentos do Perau como de origem sin-sedimentar. Silva et al. (1981; 1982) concordam com a origem sedimentar-exalativa, uma vez que nesses trabalhos os autores não identificam rochas vulcânicas associadas aos jazimentos. O primeiro trabalho a salientar a presença de metavulcânicas foi de Pierkaz (1984), na região de Betara, seguido pelo trabalho de Daitx et al. (1992), a partir da reavaliação de lâminas delgadas do Projeto Integração Geológica no Vale do Ribeira de Silva et al. (1981 1982).

Para Pirajno (2009) depósitos tipo Sedex são formados por fluidos ricos em metais, principalmente Cu, Pb, Zn, Ag e Ba, que ascendem e exalam através de falhas distensivas, em meio aquoso. A composição dos fluidos depende da natureza dos litotipos da bacia (ex. rochas vulcânicas, sedimentares, presença de evaporitos). A sucessão sedimentar encontrada para esses depósitos geralmente é caracterizada por uma sequência clástica ou vulcanoclástica na base, sobrepostas por uma sequência argilosa, carbonática e/ou evaporítica. A energia térmica que permite a mobilização dos fluidos é resultado de gradientes geotérmicos elevados, circulação de salmouras em grandes profundidades ou atividade magmática em subsuperfície, que pode ser temporalmente ou espacialmente associada com rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas.

Para autores como Leach et al. (2005), Goodfellow & Lyon (2007) e outros, depósitos Sedex são hospedados comumente em folhelhos, carbonatos e siltitos ricos em carbonato e matéria orgânica, podendo também ser hospedados em arenitos e conglomerados. No processo mineralizador os fluidos conatos percolam e exalam por meio de falhas sinsedimentares, precipitando durante a diagênese. Estes autores não associam atividade ígnea direta para a formação de depósitos do tipo Sedex, contudo, rochas de origem vulcanoclástica podem ocorrer como tufo associados a vulcanismo distal sincontemporâneos, sem relação genética com o depósito.

As interpretações sobre a gênese do minério das minas do Perau e Canoas foram feitas com base em modelos das décadas 70, 80 e 90, que, necessariamente, atribuíam fatores ígneos para a formação destes depósitos, caracterizados na época

como vulcanossedimentar. Modelos atuais, como de Leach et al. (2005), permitem explicar a gênese de um depósito SEDEX sem que o magmatismo, em superfície ou subsuperfície, seja um condicionante estritamente necessário para formação dos depósitos. O presente estudo não tem como foco principal a compreensão da gênese dos depósitos do Perau e de Canoas. Contudo, o estudo petrotectônico pode contribuir para o melhor entendimento do contexto geológico dos depósitos, avaliando fatores estruturais e metamórficos como controles, abrindo uma nova perspectiva para estudos sobre a gênese das mineralizações.

1.11 SEÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DO PERAU

A seção geológica busca ilustrar os padrões estruturais e a evolução tectônica da região do Perau, ilustrando as rochas de embasamento do Núcleo Tigre na região da Antiforma de Água Clara e unidades da Formação Perau, localizadas entre a Sinforma Ribeirão da Serra (sudeste) e a ZC Ribeirão Grande (noroeste) (Figura 13). Dois eventos deformacionais associados à transpressões e empurrões foram caracterizados, o primeiro com foliações de baixo ângulo associadas às dobras e cavalgamentos com vergência predominantemente para SE, com componente direcional subordinada. Durante este evento foram desenvolvidas as foliações S1, expressa por xistosidade subparalela à estratificação sedimentar, e S2 expressa por uma crenulação e transposição com bandamento metamórfico associado, e milonitos associados a falhas de cavalgamento. O segundo evento é caracterizado por um regime transpressivo, com zonas de cisalhamento transcorrentes e dobras de escala regional.

1.11.1 Núcleo Tigre

A região do Núcleo Tigre é caracterizada por granitoides protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos de duas fácies composicionais: sienogranitos e biotita sienogranitos. São rochas de granulação fina a grossa, cor rosa claro, compostas por feldspato alcalino (~40%), quartzo (~40%), plagioclásio (~5%), biotita (~10%) e anfibólio (~5%), com estiramento e orientação mineral que varia de incipiente a forte. Na maioria das vezes a foliação desenvolve-se com forte estiramento dos fenocristais feldspato alcalino, formando porfiroclastos em forma de *augen*.

Sienogranitos ultramiloníticos podem ser reconhecidos em algumas faixas, com biotita e muscovita *fish*, estruturas schlieren e quartzo *ribbon*. Veios de quartzo ocorrem paralelos à foliação milonítica, por vezes dobrados em dobras isoclinais centimétricas.

1.11.2 Formação Perau

No perfil foram identificadas as três sequências da Formação Perau propostas por Daitx (1996), composta por quartzitos na base, mármore impuros, rochas calciossilicáticas e *metacherts* em sua porção intermediária, capeados por filitos e xistos com soleiras de metabasitos no topo.

1.11.3 Sequência Basal

A sequência basal da Formação Perau é caracterizada por quartzitos localizados próximos ao Núcleo Tigre, onde são reconhecidos sericita quartzitos brancos de granulação muito fina a fina, compostos por quartzo, sericita (não mais que 10%) e óxidos de ferro. Apresentam níveis maciços de até 30 cm de espessura, intercalados com níveis de até 2 cm de espessura com clivagem ardosiária definida por orientação preferencial de sericita. Podem ocorrer formações ferríferas caracterizadas por bandamento composicional centimétrico (1 a 10 cm de espessura), com óxidos de ferro de coloração cinza a avermelhada. Na porção superior desta unidade ocorrem intercalações com xisto cinza avermelhado, composto por muscovita (~60%), quartzo (~30%) e feldspato alcalino (~10%), muito provavelmente uma tectonofácies dos granitoides do Núcleo Tigre com colocação controlada por falhas de cavalgamento. Também são observadas lascas de quartzito entre os sienogranitos, com muitos veios de quartzo próximos ao contato, concordantes com a foliação milonítica de baixo ângulo.

1.11.4 Sequência Intermediária

Caracterizada principalmente por rochas calciossilicáticas, é nesta unidade em que se encontram os horizontes mineralizados. Em campo foram descritas rochas de composição calciossilicática, carbonatossilicáticas e mármore impuros, e

litotipos não carbonatados, como metacherts e anfibolitos. A foliação nessas rochas geralmente não é bem definida, com estrutura predominantemente isótropa ou com foliação espaçada incipiente, sendo bem marcada apenas nas zonas miloníticas. Venulações de quartzo de diferentes fases podem ser observadas, com destaque para veios de 1 cm de espessura, próximos às zonas miloníticas.

As rochas carbonatossilicáticas e calciossilicáticas da Sequência Intermediária apresentam uma assembleia mineralógica bastante variada, com carbonato (~50-90%), tremolita (~25%), sericita (~5%), biotita (~5%), actinolita (~5%) e minerais opacos (~10%), com bandamento metamórfico em bandas de tremolita de até 1 cm de espessura e bandas essencialmente calcíticas de até 10 cm de espessura. Essas rochas ocorrem nas proximidades dos horizontes mineralizados, assim como hospedeiras do minério.

1.11.5 Sequência Superior

Na Sequência Superior ocorrem mica xistos e filitos de origem pelítico-arenosa, que estão intercalados com anfibolitos derivados de rochas básicas. Os filitos são de cor cinza escuro a avermelhado, granulação muito fina, compostos por sericita (~80%) e quartzo (~20%), podendo ter até 5% de grafita e 5% de magnetita, que ocorre como porfiroblastos de até 2 mm. Apresentam bandamento composicional milimétrico em bandas cinza escuro e bandas cinza claro a avermelhadas, paralelas a uma xistosidade espaçada. Os xistos são de cor cinza claro, granulação fina a grossa, compostos por muscovita e sericita, quartzo, biotita, e magnetita, comumente com porfiroblastos de granada de até 5 mm, de biotita de até 3 mm, com sombra de pressão simétrica ou assimétrica. Em algumas porções pode ser observado estiramento mineral gerando biotita-*fish*, comumente relacionado à fase S2. Corpos de rochas metabásicas ocorrem intercalados aos metapelitos da Unidade Superior, compostos por hornblenda (~60%) e plagioclásio (~40%), podendo conter magnetita e biotita. Suas estruturas e texturas são controladas pela proximidade de faixas de deformação, onde os termos menos deformados possuem textura blastofítica. Pelo contrário, os termos mais deformados apresentam foliação incipiente a bem desenvolvida, de aspecto anastomosado, podendo mostrar aspectos miloníticos com estiramento do anfibólio e texturas nematoblásticas.

3. ARTIGO: PETROTECTONIC, FLUID INCLUSIONS AND CLUMPED ISOTOPES ANALYSES ON EVALUATION OF PERAU FORMATION TECTONO-METAMORPHIC CONTEXT, SOUTHERN RIBEIRA BELT: IMPLICATIONS ON PERAU PB-ZN DEPOSITS.

Abstract

Perau Formation is a Mesoproterozoic basin deformed during the Neoproterozoic Brasiliano Orogenesis, part of Apiaí Terrain, southern Ribeira Belt context. In this formation occur Sedex Pb-Zn deposits, which are hosted on calc-silicate rocks. The aim of this study is evaluating the tectono-metamorphism on Perau Formation, in order to understand its implications on the Pb-Zn sulfide deposits. Therefore, the meta-sedimentary rocks and the sulfide ore were studied by field-work structural analyses and petrotectonic, fluid inclusion microthermometry and clumped isotope thermometry. These analytical methods could beacon the metamorphic and deformation registers observed on field, by means of integration of tectono-metamorphic registers obtained by fluid inclusion microthermometry on sin-tectonic quartz veins, carbonate-silicate rocks Δ_{47} clumped isotope values, mineral paragenesis and microtectonic fabrics either of metasedimentary rocks and sulfide ore. It was identified two mainly tectono-metamorphic events defined as TM1 and TM2, whose the first has developed the mainly mineral fabric and paragenesis of Perau Formation, related to low-angle thrust tectonic under greenschist to amphibolite facies, garnet to staurolite zones. The second has developed high-angle transcurrent shear zones and regional folds, under greenschist conditions. Microtectonic analyses shows that TM1 fabrics have been developed mainly by dynamic recrystallization, such as subgrain rotation. Regionally, TM2 has developed solid-state re-ordering on TM1 fabric induced by recovery and undulose extinction, whose the temperatures conditions were registered on carbonate-silicate rocks Δ_{47} clumped isotope, showing temperatures of $\sim 250 \pm 30$ °C. Primary fluid inclusions show temperatures of 325 ± 27 °C, related to quartz vein formation and minimum TM1 temperature, while secondary fluid inclusions show temperatures of 220 ± 47 °C, related to TM2 minimum temperature. *Duchbewegung* was the mainly texture observed on Perau Mine Pb-Zn sulfide ore, induced by TM1 thrust tectonic, which have superimposed original/sedimentary textures. TM2 has superimposed TM1 ore

modification, with sulfide remobilization to D3 structures, such as hinge zones. Pb-Zn sulfide ore textures show that mechanical remobilization was facilitated by metamorphic conditions during TM1 and TM2 and induce ore geometry modification. As well, the high saline metamorphic fluid obtained even to primary and secondary inclusion, with 15-20% NaCl eq., shows that sulfide fluid mobilization could have an important influence on ore modification, also, may suggesting a relatively high saline original sedimentary condition.

Key-words: Pb-Zn sulfides ore deposits, Perau Formation, Duchbewegung texture, metamorphic fluid inclusion, Clumped Isotopes.

3.1 INTRODUCTION

The Perau Formation have been already studied by many authors with different purposes, which include structural, metamorphism, metallogenesis, lithogeochemistry, aerogeophysics, geochronology and geotectonic studies (Fleischer, 1976; Barbour & Oliveira, 1979; Silva et al., 1981, 1982; Piekarczyk, 1984; Daitx, 1992, 1996; Maniesi & Oliveira, 2000; Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002; Siga Jr et al., 2011a, b; Campanha et al. 2015; Fedalto, 2015; Muller, 2016). In this formation occurs expressive Pb-Zn sulfide mineralization, which arouses economic interest, since 70's decade. During 70's until 90's decades, many publications have been fostered, trying to understand the geologic setting of the Perau Formation, as well the Pb-Zn sulfide genesis and occurrences.

The Perau Formation is a meta-volcanosedimentary formation, composed by meta-sedimentary and metabasic rocks, affected by progressive deformation, greenschist to amphibolite metamorphism. The Pb-Zn (Cu-Ba) mineral deposits occur concordantly to metamorphic layering, hosted in calc-silicate and carbonate-silicate rocks. It has been admitted Sedex origin, with stratigraphic, lithological and paleoenvironmental occurrence control of Pb-Zn deposits (Daitx, 1996).

Ebert et al. (1988) defines three deformational phases from a progressive deformational event. D1 phase is related to thrusting and isoclinal folds, in a low-angle tectonic context, which provide sub-horizontal transport, bedding allochthony and changes on original bed thickness and stratigraphy. D2 and D3 phases are related to transcurrent faults that put different units in contact by vertical and horizontal displacement. The metapelitic metamorphic paragenesis indicates greenschist to amphibolite facies. The isogrades distribution has a concentric pattern, where Perau and Canoas Pb-Zn sulfide deposits occur on higher temperature conditions, within the staurolite to Kyanite/sillimanite/cordierite zones.

The influence of deformation and metamorphism on Pb-Zn deposits, when considered the Apaiá terrane and Ribeira belt geotectonic setting, is still under discussion, especially about initial deformation and metamorphic phases (Daitx, 1996). The objective of this study was a petrotectonic analyses to understand the tectono-metamorphic events that have affected the Perau Formation and Pb-Zn ore within. This paper is a result of field work, petrography, fluid inclusion

microthermometry, Raman microspectrometry, clumped isotopes, scanning electron microscope (SEM) imagery, X-ray fluorescence (XRF) and X-ray diffraction (XRD).

The study area is localized between Tunas do Paraná and Adrianópolis counties, Paraná State, Brazil. The access from Curitiba is through BR-476 to Tunas do Paraná, travelling 73 kilometers, and from Tunas do Paraná to study area through secondary roads (Figure 14).

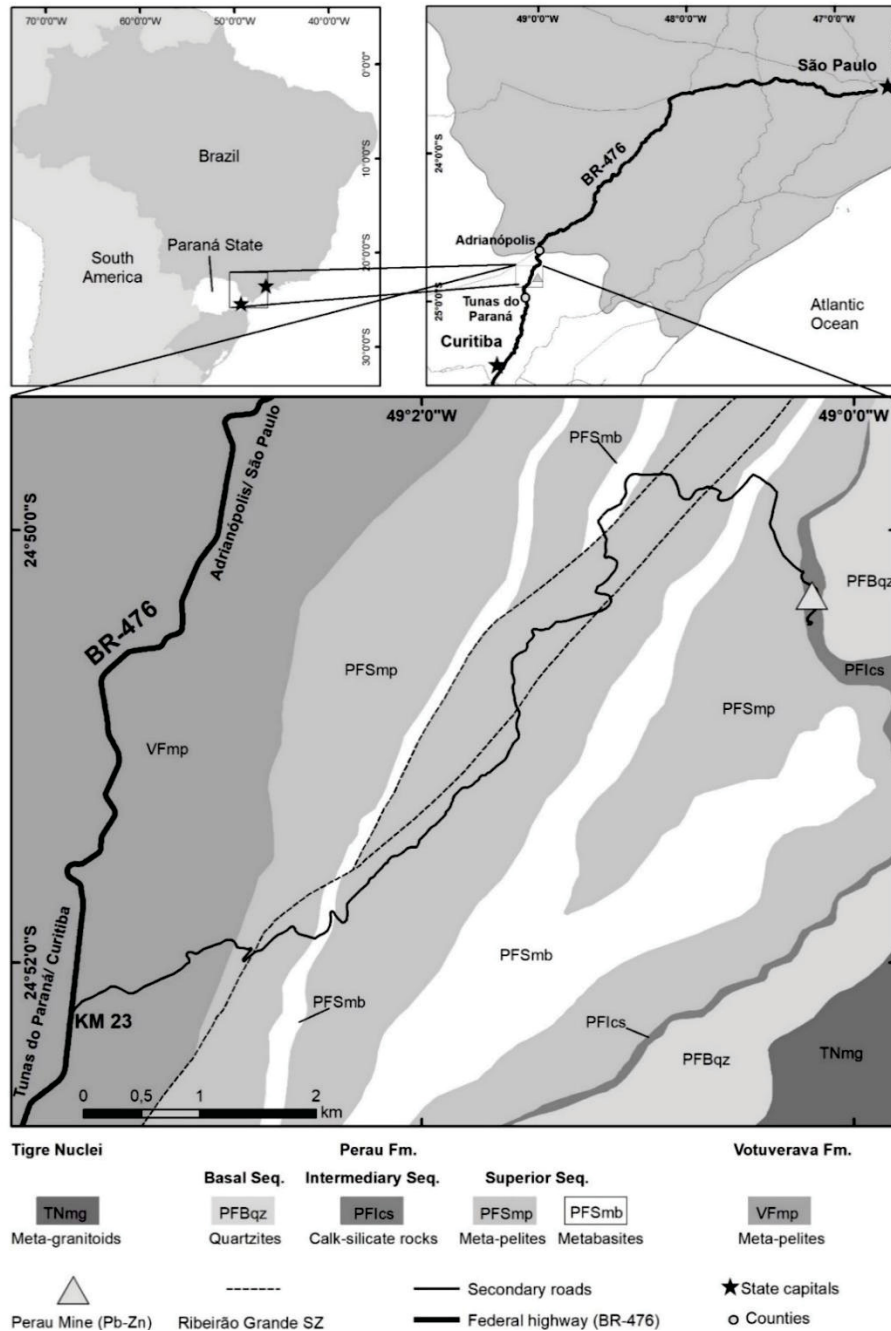


Figure 14 – Study area location and geologic context - GCS SIRGAS 2000.

3.2 GEOLOGIC SETTING AND STRATIGRAPHY CONTEXT

The Perau Formation is a Mesoproterozoic rift basin (Daitx, 1996), deformed during the Neoproterozoic Brasilliano Orogenesis (Hasui, 2010), underlayered by the Tigre Nuclei metagranitoids. The contact with the Votuverava Formation is made by the Ribeirão Grande Shear Zone (RBSZ), at northwest, and Olho d'Água Shear Zone (OASZ), at southeast, both transcurrent shear zones. (Ebert et al. 1988) (Figure 15). The Nuclei Tigre represent the Apiaí terrane basement, which are A-type metagranitoids, with 1.75 Ga (zircon U-Pb), crystallized during Statherian Tafrogenesis (Siga Jr., 1995; Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002).

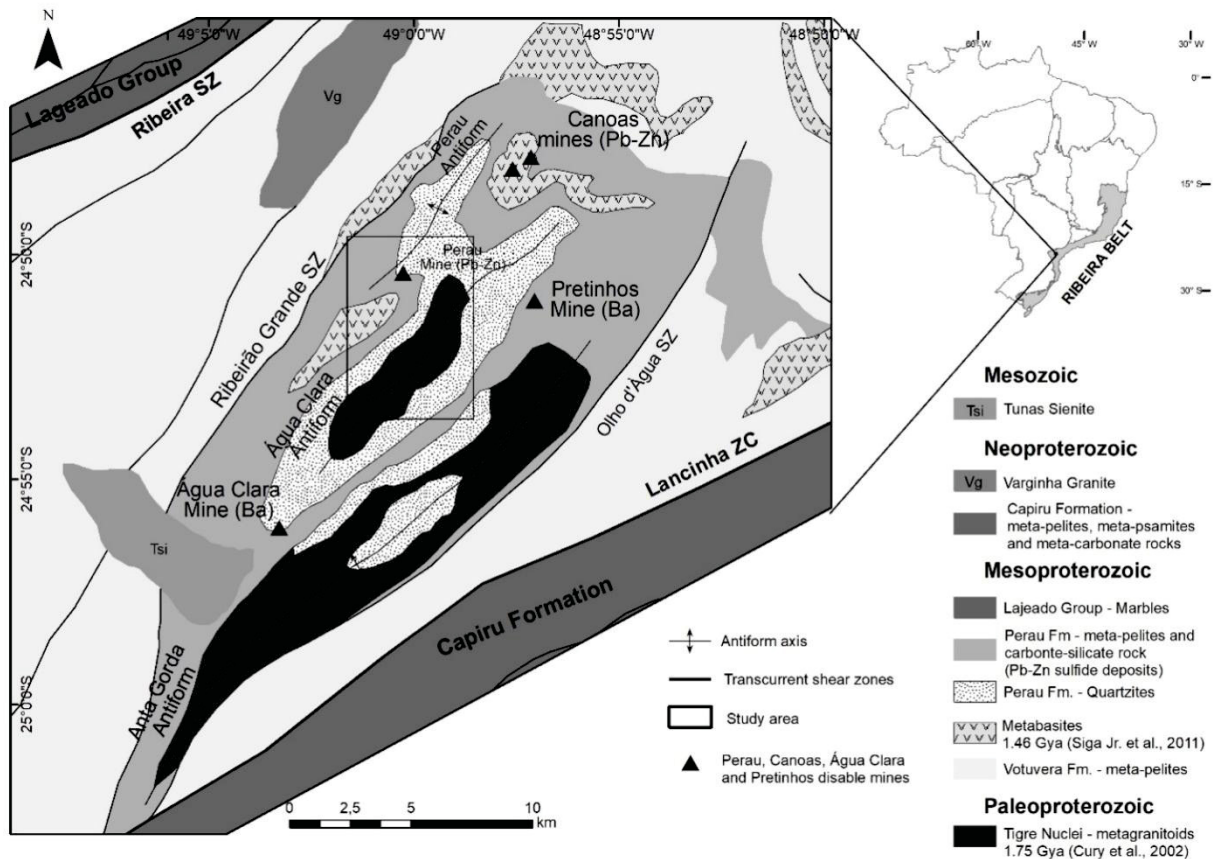


Figure 15 – Tectonic and geologic setting of study area (polygon). Geologic base: GEOBANK/CPRM.

It has been admitted a preserved stratigraphic frame of the Perau Formation (Pierkarz, 1984; Silva et al. 1982; Fritzsons Jr. et. al., 1982; Ebert et al., 1988) and we have used Daitx (1996) stratigraphic classification. The Perau Formation was subdivided into three sequences: i) Inferior Sequence, metapsamites or quartzites; ii) Intermediate Sequence, meta-pelitic-carbonates or calc-silicate/carbonate-silicate

rocks; and iii) Superior Sequence, metapelite or mica-schist and phyllites, interlayered with metabasic rocks. (Figure 16).

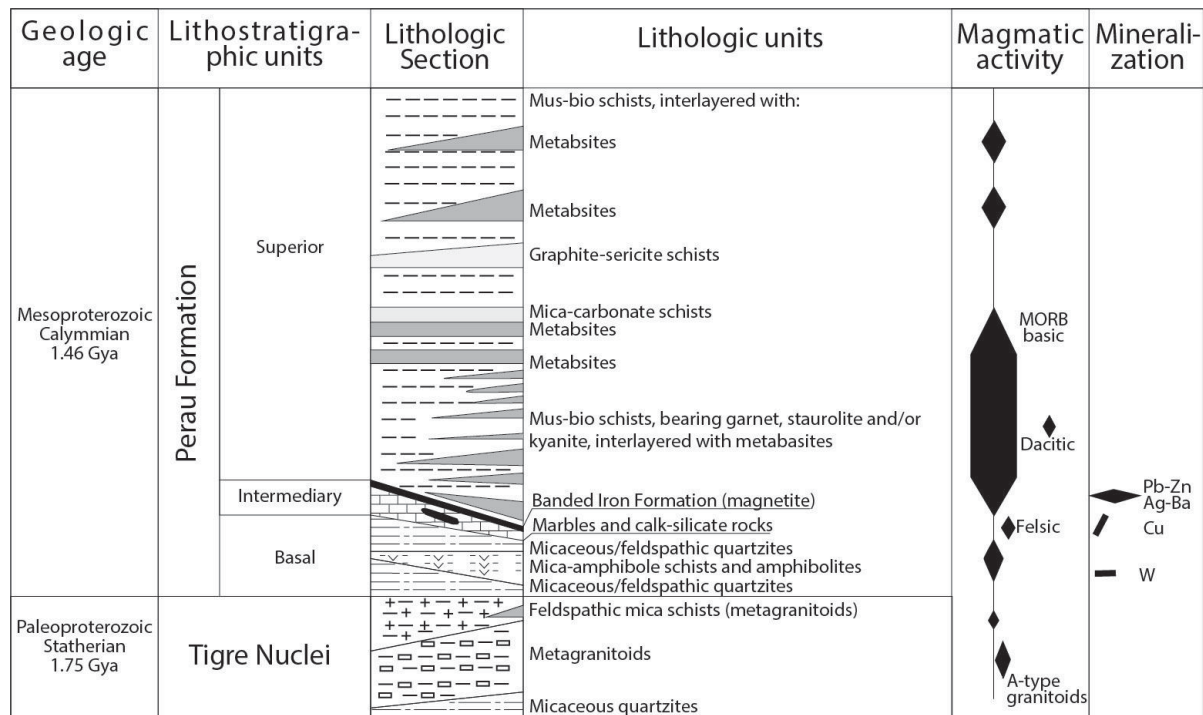


Figure 16. Perau Formation stratigraphic column, between Água Clara and Canoas mines regions. Modified from Daitx (1996), add Cury et al. (2002) and Siga Jr. et al. (2011) geochronological data.

3.2.1 Tigre Nuclei basement

On study area (Perau mine region) was identified metagranitoids with sienogranitic to granodioritic composition, underlying Basal Sequence of Perau Formation, composed by quartz (40-50%), microcline (30-40%), hornblende (10-15%), plagioclase (5-10%), biotite (5-10%), tourmaline (5%) and opaque minerals (Tr.). The Tigre Nuclei metagranitoids occur as proto- to ultramylonites, L to SL tectonites.

The transition to Perau Formation is structurally concordant with intense deformation and tectonic intercalation with quartzites of the Basal Sequence, which suggest aloctony between Perau Formation and Tigre Nuclei basement (Ebert et al. 1988).

3.2.2 Basal Sequence of the Perau Formation

The Basal Sequence is a metapsamitic sequence, mainly composed of quartzites, and subordinately, micaceous quartzites, with 5% up to 10% content of muscovite or/and biotite. They show a textural layering, with granoblastic texture.

Some portions display cryptocrystalline grain size, with cherty aspect, generally associated with sin-tectonic veins, parallel to compositional/metamorphic layering. Associated with shear zones/bands, a mylonitic foliation is developed, formed by quartz recrystallization quartz and strong mica orientation.

3.2.3 Intermediary Sequence of the Perau Formation

The Intermediary Sequence occurs overlaying Basal Sequence quartzites and was described as pure and impure marbles, carbonate-silicate and calc-silicate rocks. The impure marbles are composed of dolomite (70%), quartz (20%) and biotite/muscovite (10%). The carbonate and calc-silicate rocks are composed of dolomite/calcite (50%), quartz (25%), flogopite/biotite (15%) and tremolite/actinolite (10%). The calc-silicate rocks are composed of tremolite/actinolite (50-60%), dolomite (30-20%), quartz (10-20%), flogopite/biotite (10-20%), and occur with more frequency as Pb-Zn sulfide ore host rock. Tremolite usually occurs as fibroradial aggregates, however in mylonitic facies occurs with strong orientation.

3.2.4 Pb-Zn (Cu-Ba) sulfide mineralization of the Perau Formation

The Pb-Zn (Cu-Ba) deposits occurs in a specific horizon within the Intermediary Sequence, defined as “Perau Horizon” (JICA/MMAJ, 1982), occurring concordantly to metamorphic layering in calc-silicate rocks. The Pb-Zn ore exploitation was made in underground galleries in the Perau and Canoas mine. This study has focused only on the Perau mine region, which occurs on the northwest limb of the Perau Antiform, with N45°E axis direction (Silva et al., 1981). The sulfide ore occurs as massive, semi-massive layers and disseminated. The “Perau horizon” have three mineralized layers: i) Cu sulfide (only at Perau Mine), on the bottom; ii) Pb-Zn sulfides; and iii) Barite layer, on the top. Overlapping these mineralized layers

occur a magnetite-rich layer (banded iron formation, or BIF, magnetite facies BIF) (Daitx, 1996).

The genesis of Perau deposits was interpreted by Daitx (1996) as Sedex with magmatic influence, showing geologic similarity with Broken Hill and Mount Isa deposits. The magmatic influence interpretation was based on presence of exhalite rocks (BIF and tourmalinites), presence of pyrrhotite with δS^{34} close to magmatic sulfur, occurrence of felsic volcanic rocks on deposit base and by metabasic rocks on Perau formation.

3.25 Superior Sequence of the Perau Formation

The Superior Sequence occurs overlaying the Intermediary Sequence, and some portions of the Basal Sequence, which could be observed on geologic map (Figure 17). It's a quartz-aluminous metapelitic sequence, usually interlayered with metabasic rocks. The metapelites are composed mainly by quartz (30%), biotite (30%) and muscovite (30%), sometimes bearing garnet and/or staurolite.

3.2.6 Metabasic rocks of the Perau Formation

The metabasic rock occurs mainly in the Superior Sequence, interlayered with mica-schist and phylites. They are composed mainly of plagioclase and hornblende, with blastofitic texture. They are MORB-type basalts, intrudes as sills, with 1.48 Ga U-Pb zircon age (Siga Jr. 2011; Campanha et al., 2015), which represent the maximum depositional age of Perau Formation.

3.3 METHODOLOGIC APROACH

This study was made by field work structural analyses and sampling, integrated to laboratory analyses, such as petrography, fluid inclusion microthermometry, Raman microspectroscopy, Clumped isotope, scanning electron microscopy (SEM), X-ray fluorescence (XRF) and X-ray diffraction (XRD). Petrography, SEM, XRF, XRD and fluid inclusion microthermometry was realized on Rock and Mineral Analyses Laboratory (LAMIR) and Raman analyses was made on Electronic Microscopy Center (CME), both at Paraná Federal University, Brazil

(UFPR). The Clumped isotope analyses were realized on Caltech University, California, USA.

3.3.1 Field work and sampling

It was realized a transect and described 71 outcrops that have contemplated whole Perau Formation stratigraphy, Tigre Nuclei rocks, on Perau Mine area context (Fig. 12). The field work aims outcrop structural analyses and sampling collection to laboratory analyses.

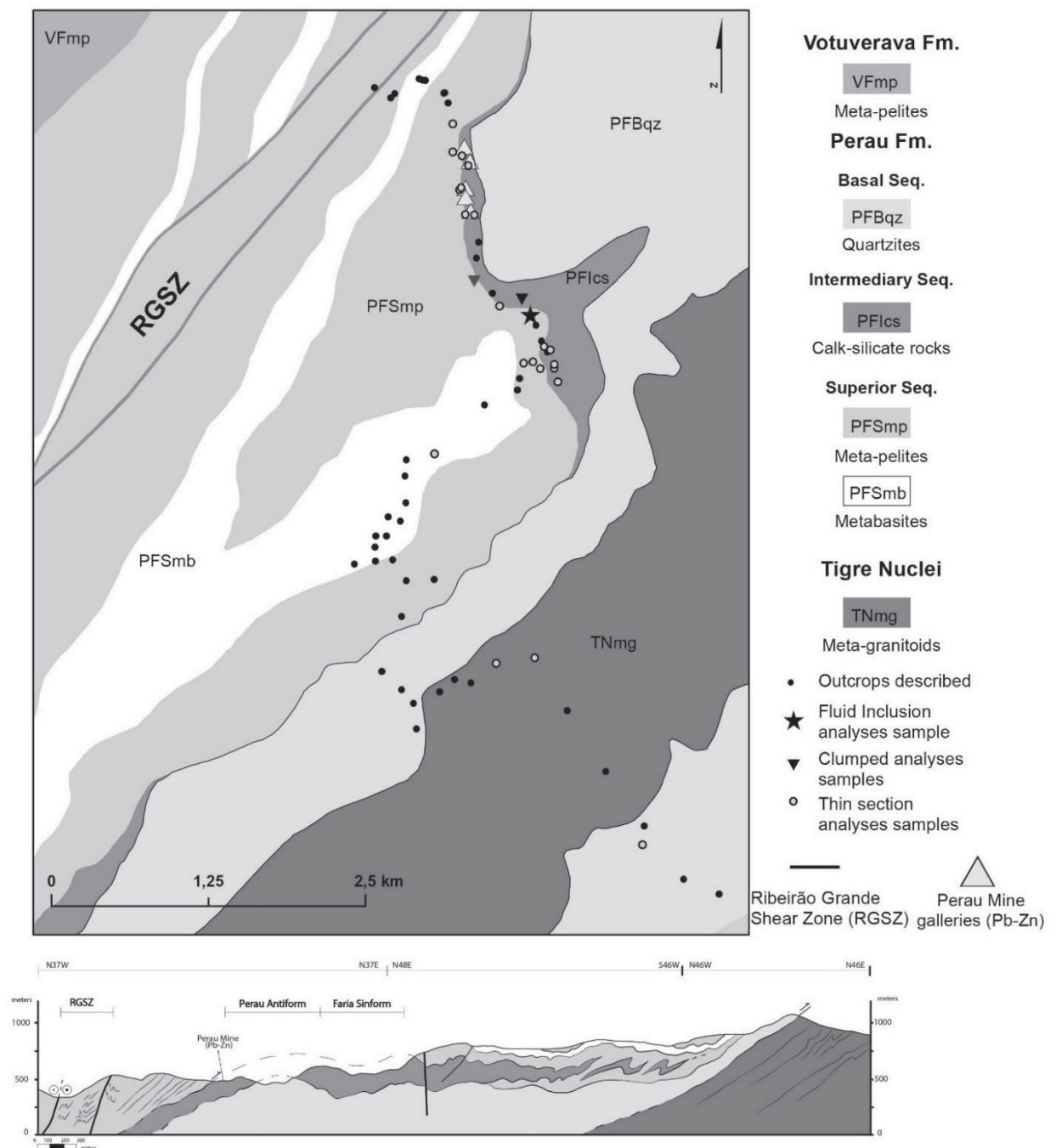


Figure 17. Geologic map (modified from Daitx, 1996), with described outcrops as black dots and location of fluid inclusion, thin sections and clumped isotopes samples. Schematic geologic section modified from Muller (2016)

The samples were collected on: i) outcrops; ii) at Perau Mine Azurite gallery, which was exploited only Cu ore, and iii) the Pb-Zn and barite ore samples were collected on pile of tailings, closer to Pb-Zn galleries entrance. The Pb-Zn galleries entrance is inaccessible because of roof collapse, also because they were handling covered with pebbles.

3.3.2 Petrography

The petrography was made with transmitted and reflective light, aiming microtectonic and compositional analyses. The main objective is described mineral paragenesis, foliation relationship, deformation mechanisms and Pb-Zn sulfide ore composition and textures.

3.3.3 Scanning Electron Microscope (SEM), X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF)

The SEM aim the textural and fabric analyses of Pb-Zn sulfides and was utilized a JEOL JSM-6010LA. The XRD and XRF analyses aim the mineralogical and lithochemistry composition analyses on calc-silicate/carbonate-silicate rocks and Pb-Zn sulfide (XRD only). The XRD was made on a Malvern Panalytical Empyrean model. The XRF analyses were made on Malvern Panalytical Axio Max model.

3.3.4 Fluid inclusion microthermometry and Raman microspectroscopy

The fluid inclusion microthermometry analyses aim sin-tectonic quartz vein study, related to low-angle thrust tectonic phase. This analysis has provided information about metamorphic fluid conditions, such as minimum temperature and salinity, with intention to integrate metamorphic paragenesis and deformation mechanisms conditions observed, as well Clumped isotope results. Was utilized a LINKAM THMS600 stage and a PE95/T95 System Controller.

The Raman microspectroscopy analyses have aided with information about fluid composition of liquid and vapour phases. Was utilized and Raman Confocal Witec alpha 300R microscope, with 532 nm wave length.

3.3.5 Clumped Isotopes

Clumped and single isotope measurements of carbonate minerals were conducted by reacting 10mg of powder into a common phosphoric acid bath for 20min at 90°C; each sample was analyzed at least twice. The extracted gases were then cryogenically purified, into two traps on a gas chromatographic (GC) column and subsequently analyzed using a dual inlet Thermo MAT 253 configured to collect masses 44-49 at Caltech. Each measurement consisted of 8 sequential acquisitions of the sample versus the *Oztech* working gas and the standardization is made by heat and water equilibrated gases and with Carrara and TV04 carbonate standards following the procedures described in Gosh *et al.* (2006), Eiler (2006, 2007), Huntington *et al.* (2009). The results were corrected using Brand *et al.* (2010) parameters for ^{17}O mass and calculated into an absolute reference frame using the methods of Dennis *et al.* (2011). The apparent temperatures were calculated using the Bonifacie *et al.* (2017) calibration of Δ_{47} -temperature; for the composition of original water the Rosenbaum and Sheppard (1986) acid fractionation factor for dolomites and the Horita (2014) fractionation equation for dolomite and water at elevated temperatures were used.

To determine formation temperature of carbonates minerals by carbonate clumped isotope thermometry, the preferential bond of ^{13}C to ^{18}O in the same CO_2 molecule, was analyzed, alongside with the mass 47 molecule most abundant in nature ($^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$), relative to the random distribution between all possible isotopologues (Gosh *et al.* 2006). The isotope ordering is reported using the difference among the measured mass 47 of the carbonate minerals and the mass 47 of random isotope distribution in all carbonate isotopologues (stochastic distribution), expressed as the Δ_{47} notation (Eiler *et al.* 2006). The increase of temperature causes the decrease of Δ_{47} value in carbonate mineral (Wang *et al.* 2004).

3.4 STRUCTURAL ANALYSES OF THE PERAU FORMATION

Through 71 outcrops structural analyses and stereograph projections interpretation, three deformation phases (D1 to D3) were characterized, which have generated products as foliations, folds, lineation and mylonites related to shear zones. The same phase has printed different products and deformation mechanism to each lithological sequence on Perau formation, which could be correlated (Table 4). The foliation classification was made using Passchier & Trouw (2005) criteria.

Table 4. Summary of deformation phases discussed on this paper and respectively products by lithotypes on Perau Formation.

	Basal Sequence		Intermediary Sequence		Superior Sequence	
	Metapsamites		Metacarbonatic rocks	Pb-Zn sulfides	Metapelites	Metabasites
D0	S0 bedding		S0 bedding	Sin or pos sedimentary ore//S0	S0 bedding	Sills//S0
D1	S1 qz- recrystallization		-not identified	-not identified	S1 schistosity	-Not identified
D2	S2 qz- recrystallization Sin-tectonic qz veins//S2		S2 schistosity -Sm2 mylonites//S2 -Sin-tectonic qz veins//S2	<i>Duchbewegung</i> texture formed during transposition and shearing//S2//Sm2	-Transposition schistosity//tectonic compositional layering S2 -Sm2 mylonites//S2 -Ductile low-angle shear zones -Sin-tectonic qz veins//S2 -Intrafoliation folds in S2 microliths	-Incipient S2 schistosity -Sm2 mylonites//S2
D3	-S3 disjunctive cleavage -D3 folds		-S3 disjunctive cleavage -D3 folds	D3 folds -Mechanical remobilization to axial planes and hinge zones (observed in microscale) -Fluid	-S3 disjunctive cleavage -S2/S1 crenulation and D3 folding -Sm3 mylonites -Ductile-brittle transcurrent shear	-D3 folds

remobilization in zones
microfault
(observed in
microscale)

3.4.1 D1 phase

D1 phase is a progressive non-coaxial deformation, preserved on metapelites of Superior Sequence. During D1, a S1 crenulation cleavage was developed, sub-parallel to sedimentary bedding, during initial stage of basin deformation.

The S1 foliation is a continuous foliation, formed by quartz and phyllosilicates orientation on metapelitic rocks or by quartz recrystallization and orientation on metapsamitic rocks. On metapelites, it occurs crenulated and folded within S2 spaced foliation microliths. These crenulations are asymmetric, and the folds are closed to isoclinal, with broken limbs and strain-slip features (Figure 18).

D1 registers are hardly observed on Intermediary Sequence, as well on the sulfide ore, due to monomineralic composition and lack of phyllosilicate minerals, also by D2 transposition during progressive deformation.

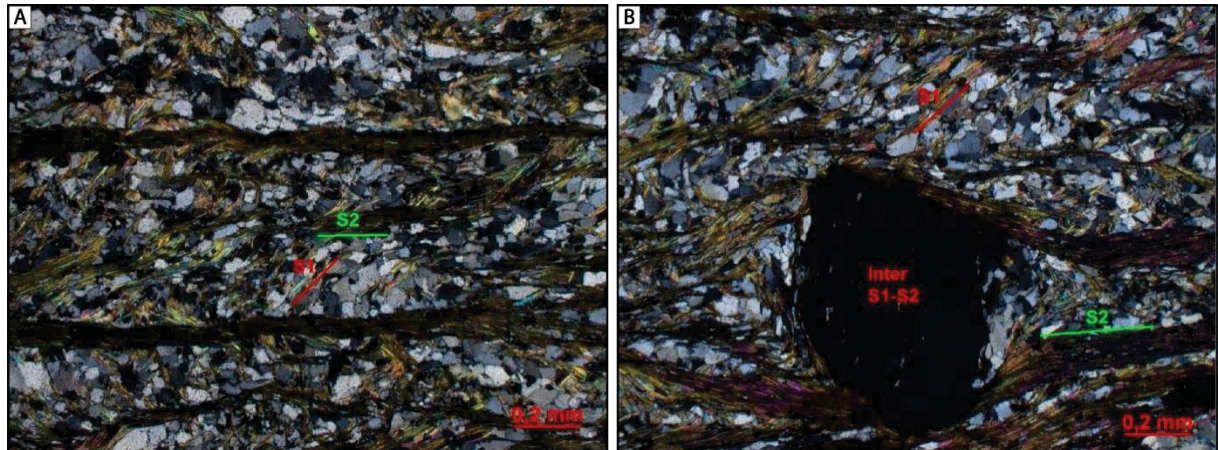


Figure 18. A) S1 foliation within S2 spaced foliation microliths. (Per-01B). PL 5x. B) Inter-tectonic garnet, rotate during S2-S1 transposition

S1 preferential direction displays N30-45E trend, with 30-45° NW and SE dips (Figure 19). A SE pole dispersal on stereographic projection suggests a re-folding pattern. The S1/S2 intersection lineation present trend between 10-45° and 190-250°, dipping 5-20°. The NE-SW intersection S1/S2 lineation trend suggests, generically, NW-SE tectonic vergence during D1-D2 phases.

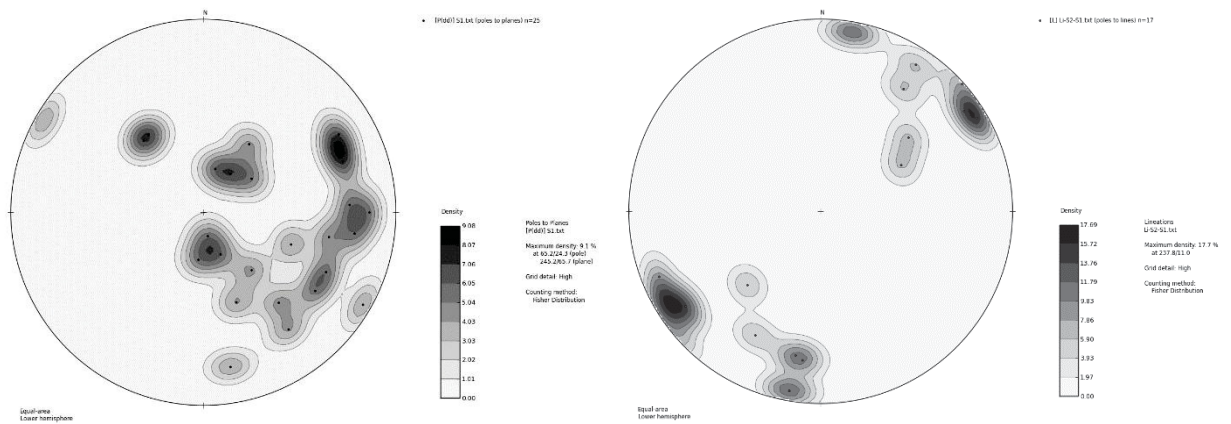


Figure 19. A) Pole stereographic projection of S1 foliation, with 265/65 (n=25) medium plane. B) S1/S2 intersection lineation stereographic projection, with 237/11 (n=17) maximum pole.

3.4.2 D2 phase

D2 phase outcome from progressive deformation of D1 phase, in a non-coaxial ductile condition. A penetrative S2 spaced foliation was developed by transposition of S1 foliation, preserving it on microliths with submillimetric to millimetric spacing. S2 foliation is penetrative on every lithotype in the Perau Formation. Due to transposition process, a compositional metamorphic layering was developed, parallel to S2, which is formed by quartz-micaceous layers alternation, observed on schist and phylites of the Superior Sequence (Figure 20).

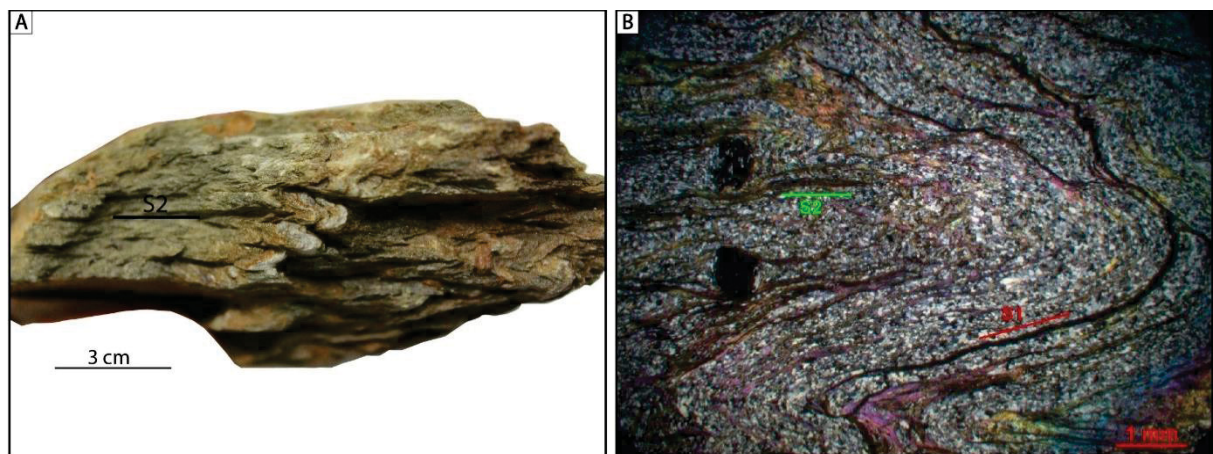


Figure 20. Superior Sequence metapelites (micro)photography. A) Intrafoliation isoclinal folds, within S2 spaced foliation microliths (Per-01B). B) S1 transposed by S2 axial fold plane (Per-01B). PL 1x.

In zones of high strain rates, where the deformation was no longer accommodated by transposition, crenulation and/or folding were developed Sm2 low angles mylonites parallel to S2 transposition foliation. Shear bands/zones are

developed on higher deformation zones, which S2 turns to mylonitic aspect, named Sm2 mylonitic foliation, which is evidenced by garnet rotation and stretching, S/c foliation, mica-fish, quartz ribbon, and dynamic recrystallization mechanisms, such quartz subgrain rotation. In these zones strong stretching lineation (Lx), sin-tectonic quartz veins parallel to S2//Sm2 and decacentimeter drag-folds could be developed.

The S2 foliation has N30-45E/10-30° predominant strike/dip trend, dipping to NW and SE quadrants, with some high-angle dips, between 60-80° (Figure 21). Also, as like observed on S1, there is a S2 pole dispersion to SE quadrant, which suggests both S2 and S1 were folded together in two different directions, during D3 and D4 phases. The Sm2 mylonitic foliation show strikes/dips parallel to S2, with down-dip to oblique stretching lineation.

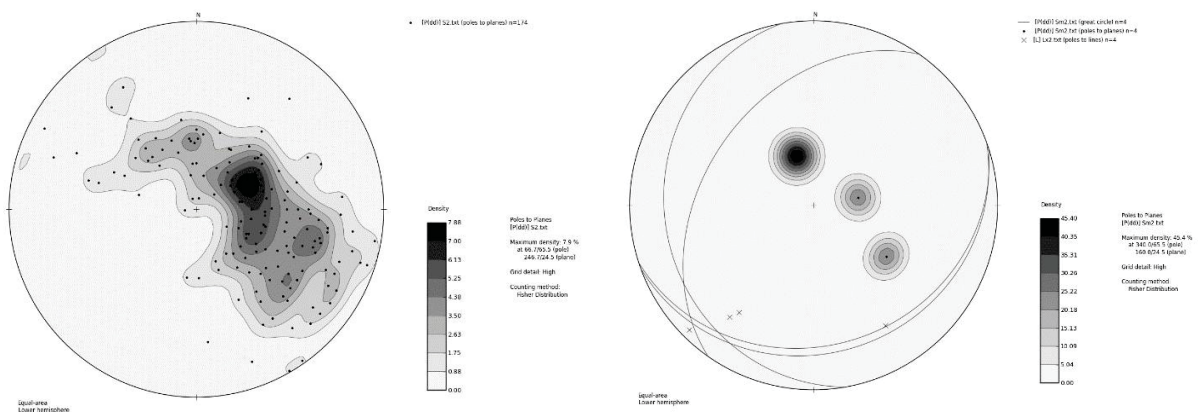


Figure 21 – A) S2 schistosity pole stereographic projection, with mean plane 264/24 (n=174). B) Sm2 mylonites stereographic projections (n=4) and stretching lineation (represented by a X dot) (n=4). The stretching lineation have down-dip, oblique and strike-slip directions, suggesting thrust shear zones with transcurrent component.

3.4.3 D3 phase

D3 phase shows distinct deformation pattern than D1-D2 progressive deformation and was characterized as a tardi-D1-D2 non-coaxial deformation with a simple and pure component, with regional folds controlled by high to medium angle transcurrent shear zones. This phase has sheared, folded and crenulated S1-S2 fabrics, developed during D1-D2 (Figure 22).

The Ribeirão Grande Shear Zone (RBSZ) was the only shear zone identified on this study, however Fedalto et al. (2016) has proposed other high angle shear zones by aeromagnetic lineaments interpretation, such as Água Clara, Anta Gorda and Maria Rita Shear Zone. Olho d'Água Shear Zone is another shear zone already studied by Ebert et al., 1988; Daitx, 1996, and defines the southeast Perau Formation contact with Votuverava Formation.

These transcurrent D3 shear zones occurs predominantly on Superior Sequence metapelites and developed Sm3 mylonites, formed on the damage zone, which has recrystallized S2 paragenesis. The Tigre Nuclei basement, Basal and Intermediary sequences, also the sulfides ores, was not been strongly affected by D3 non-coaxial shear component deformation, where have been deformed mainly by D3 coaxial folding, far from shear zone influence. The influence of this shear zone can be recognized by D3 folds without penetrative crenulation planes, evolving to the development of S3 as disjunctive crenulation cleavage, or even by closed folds with transposition cleavage (Figure 23).

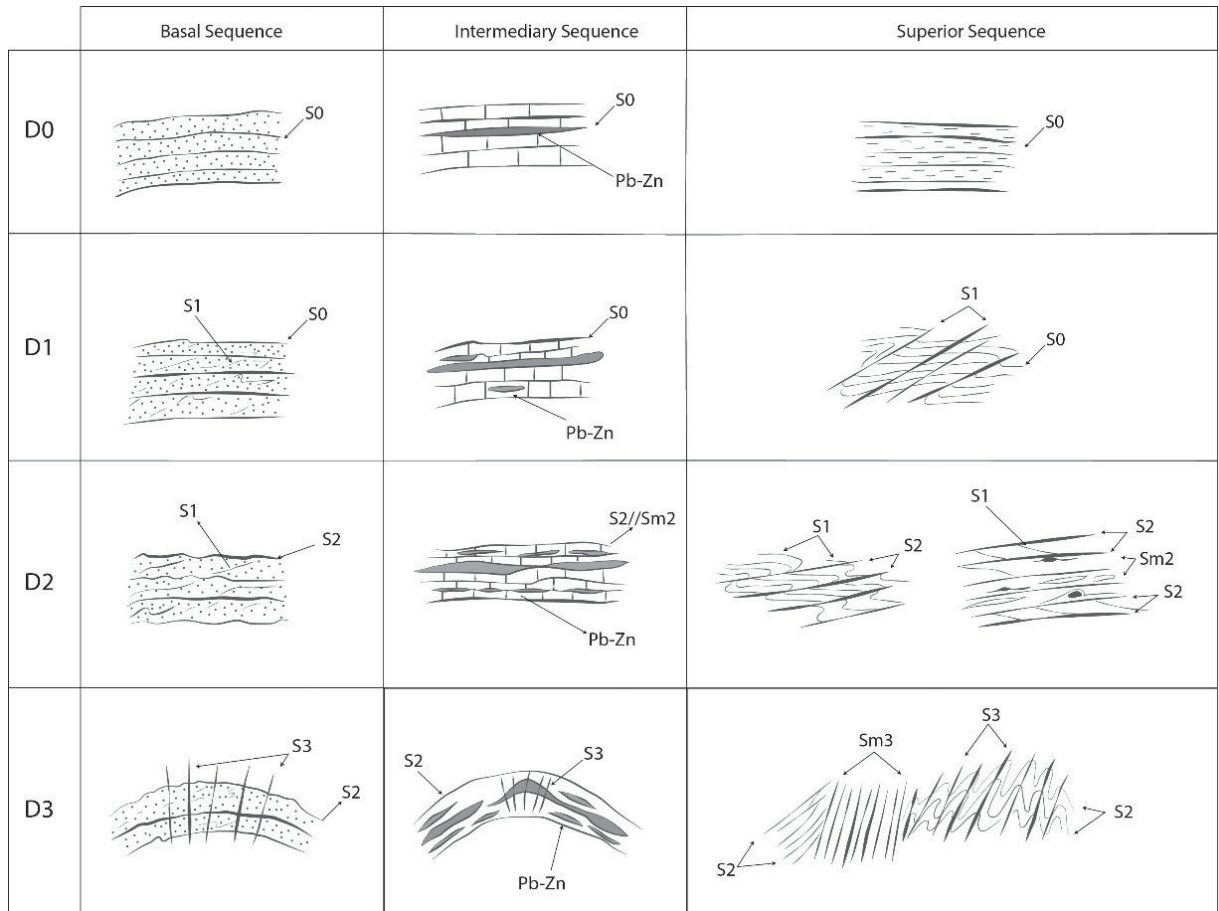


Figure 22. Tectonic evolution scheematic model from Perau Formation, which shows the products of deformation phases discussed on this paper.

These transcurrent shear zones have tectonically compartmentalized the Perau Formation sequences. Within the compartmentalization, the mineral fabric and tectonic geometry developed during D1-D2 have been deformed mainly by TM2 pure component, such as by folding and crenulations. The regional folds are represented by Água Clara, Anta Gorda, Perau antiforms and Farias Synform.

The high angle SZ restrict occurrence on metapelites from Superior Sequence could be explained by: 1) the higher plasticity of metapelites has facilitated the development of shear zones; 2) the basement rocks have acted as resistant body that have diffracted/dispersed shear components by deformation partitioning. That way, during D3, Basal, Intermediary sequences and Pb-Zn sulfide ore have been protected from simple component deformation, being deformed mainly by folding.

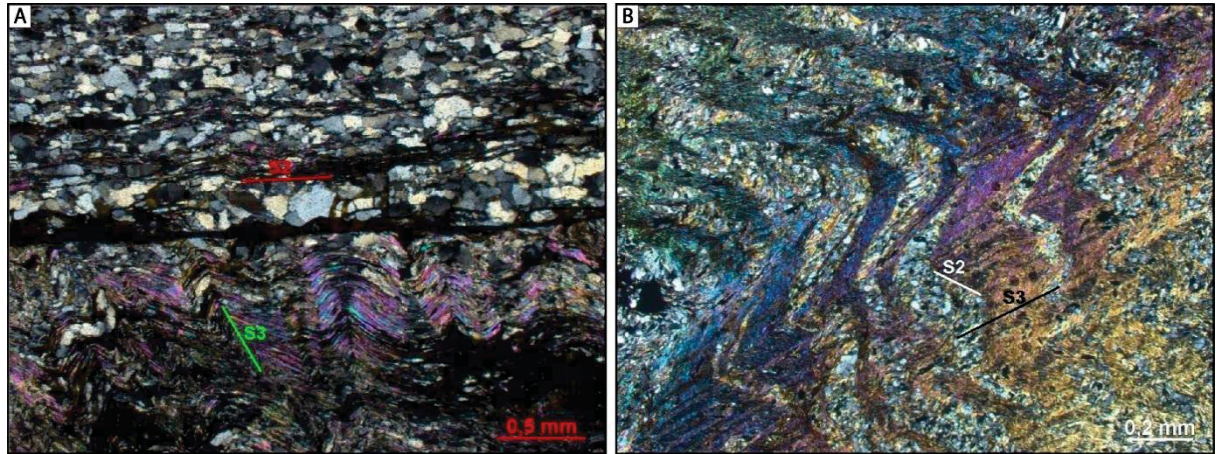


Figure 23 – D3 phase registers photomicrographs. A) Disharmonic D3 crenulations with S3 disjunctive cleavage development (Per 05A). PL 2,5x. B) Asymmetric D3 crenulations with S3 disjunctive crenulation (Per 45). PL 5x.

D3 phase have generated closed to open folds, depending on the rock rheology, as well transcurrent shear zones influence. The D3 folds axis have 40-50° and 180-240° dip direction, with 10-45° dip values (Figure 24). The observed axis dispersion at SW quadrant is possibly a result of D4 folding phase. The S3 disjunctive cleavage have N50E trend, dipping 70-85° to NW and SE.

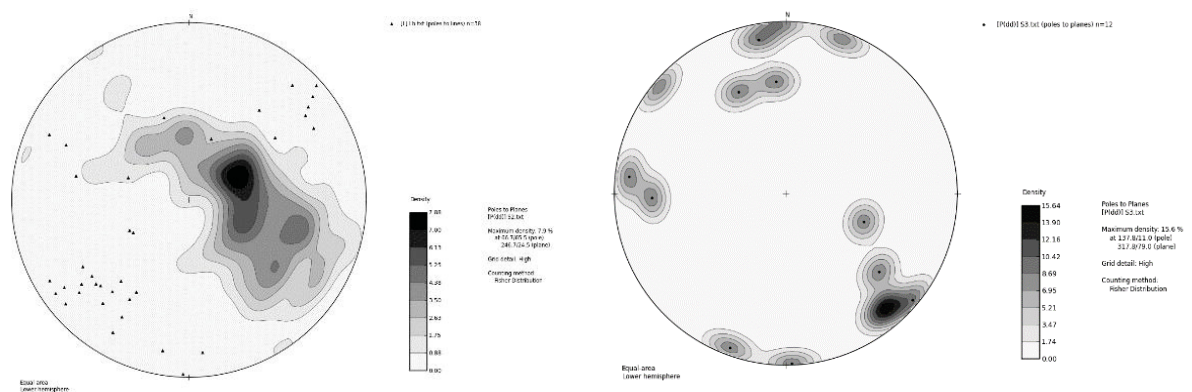


Figure 24 – A) S2 pole concentration and D3 crenulation axis stereographic projection. Is observed NE-SW axis pole concentration, related do D3 phase and NW axis pole concentration, related to D4 re-folding. B) S3 pole concentration, D3 axial planes.

The Sm3 mylonites have N20-30E/75-80° strike/dip trend, dipping to NW and SE quadrants, with stretching lineation dipping 210° to N30° (Figure 25). The obliquity between S3 cleavage crenulation and Sm3 trends suggest *echelon*-folds development (Wilcox et al. 1973).

mylonitization, where Sin-S1 garnet porphyroblast became porphyroblast in a Sm3 mylonitic foliation (Figure 25.B). Undulose extinction was the main deformation mechanism regionally observed, which provide intracrystalline imperfections on mineral fabric developed during D1-D2, below 300°C conditions (Passchier & Trouw, 2005).

The deformational and metamorphic products generated are dependent on temperature, protolith chemistry and mineralogical composition, water disponibility on the system, where the different lithotypes sequences on Perau Formation show different products to same tectonic evolution. Likewise, the heterogeneous development of metamorphic isogrades could be related to chemical-mineral disponibility, because each crystalline structure has a singular heat absorption and transfer (Guidotti and Sassi, 1976).

Table 5 - Tectono-metamorphic paragenesis by lithological sequence on Perau Formation discussed on this paper.

	BASAL SEQUENCE	INTERMEDIARY SEQUENCE		SUPERIOR SEQUENCE	
	<i>Metapsamites</i>	<i>Metacarbonates</i>	<i>Pb-Zn sulfides</i>	<i>Metapelites</i>	<i>Metabasic rocks</i>
M0	Qz-clay minerals	Cal-dol-clay minerals-Qz	Gn+Sph+Py+ Co+Po+Ba	Qz-clay minerals	Px-Plag
M1	Qz+Mus	Dol+Cal+EpTre+ Act+Bt+Ms+Qz Amphibolite facies, tremolite zone	-	Qz+Ms+Bt+Gr+St Greenschist to amphibolite facies, Garnet to staurolite zone	Hbl-Plag
M2	-	Local dynamic recrystallization and regional solid-state re-ordering under greenschist facies			

3.5.1 Perau Formation Basal Sequence

In thin section, the quartzites are fine- to medium-grained, with nematoblastic texture. A S1 foliation is observed, formed by quartz recrystallization and orientation, within S2 microliths. S2 is formed by orientation of recrystallized quartz and

muscovite, parallel to a metamorphic layering. It is hard to distinguish S1 from S2 quartz orientation due to homogeneous quartz composition, whereas deformation is accommodated essentially by recrystallization mechanisms and not mineral neoformation (Figure 26).

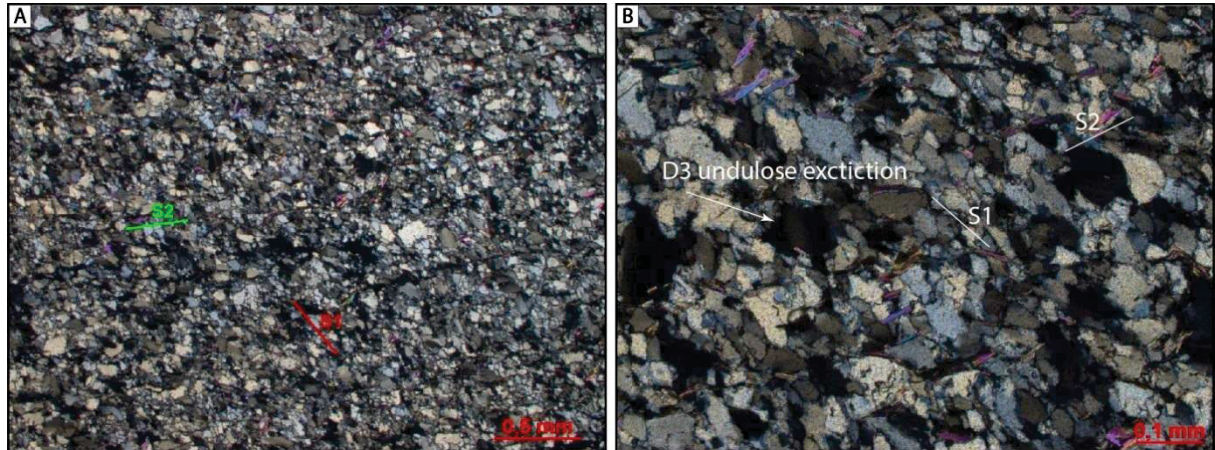


Figure 26 - Basal Sequence quartzites. A) Photomicrography of muscovite-quartzite, with quartz recrystallization mainly by subgrain rotation (Per-09), which is hardly to distinct foliation relationship. PL 2,5x. B) Muscovite orientation defines S2 foliation and undulose extinction register of D3 solid-state recovery. PL 10x.

In the metapsamitic rocks, records of TM1 are observed as new grains generated by subgrain rotation, related to S2-S1 foliation/quartz orientation development. Quartz sub grain rotation is possible under low-grade metamorphic conditions, between 400 up to 500°C (Paschier and Trouw, 2005). The predominance of dynamic recrystallization mechanism reflects TM1 shear characteristic. Undulose extinction occurs pervasively in quartz crystals, which represent a regional register of TM2 solid-state recovery.

In the Basal and Intermediary sequences, transposition and recumbent isoclinal folding are not so clear due the homogeneous quartz and/or quartz-carbonate composition, which deformation is accommodated by superimpose recrystallization.

3.5.2 Perau Formation Intermediary Sequence

In Intermediary Sequence TM1 phase has developed heterogeneous dolomite + quartz \pm tremolite mineral paragenesis (Figure 27). To development of calc-silicate minerals, such as tremolite, is necessary chemical availability and

minimum temperature to allow the reaction. Tremolite formation implies on transition of greenschist to amphibolite facies, with temperature between 500 up to 550°C and CO₂ molar fraction between 0.2 to 0.6, at 5kb pressure condition (Winkler, 1987). May be formed by talc + calcite + quartz destabilization, according to reaction:



However, talc was not observed, what may imply on: i) talc was consumed to tremolite formation; ii) tremolite has formed from paragenesis containing quartz and dolomite, only:



In thin section, dolomite crystals occur incipiently orientated in S₂. Dynamic recrystallization mechanisms such as subgrain rotation are observed in quartz lenses and aggregates, related to TM₁, forming stretched/elongated ribbons and shear/bands (Figure 27.D). Undulate extinction could be observed superimposing TM₁ mechanisms deformations, which are related to regional TM₂ deformation.

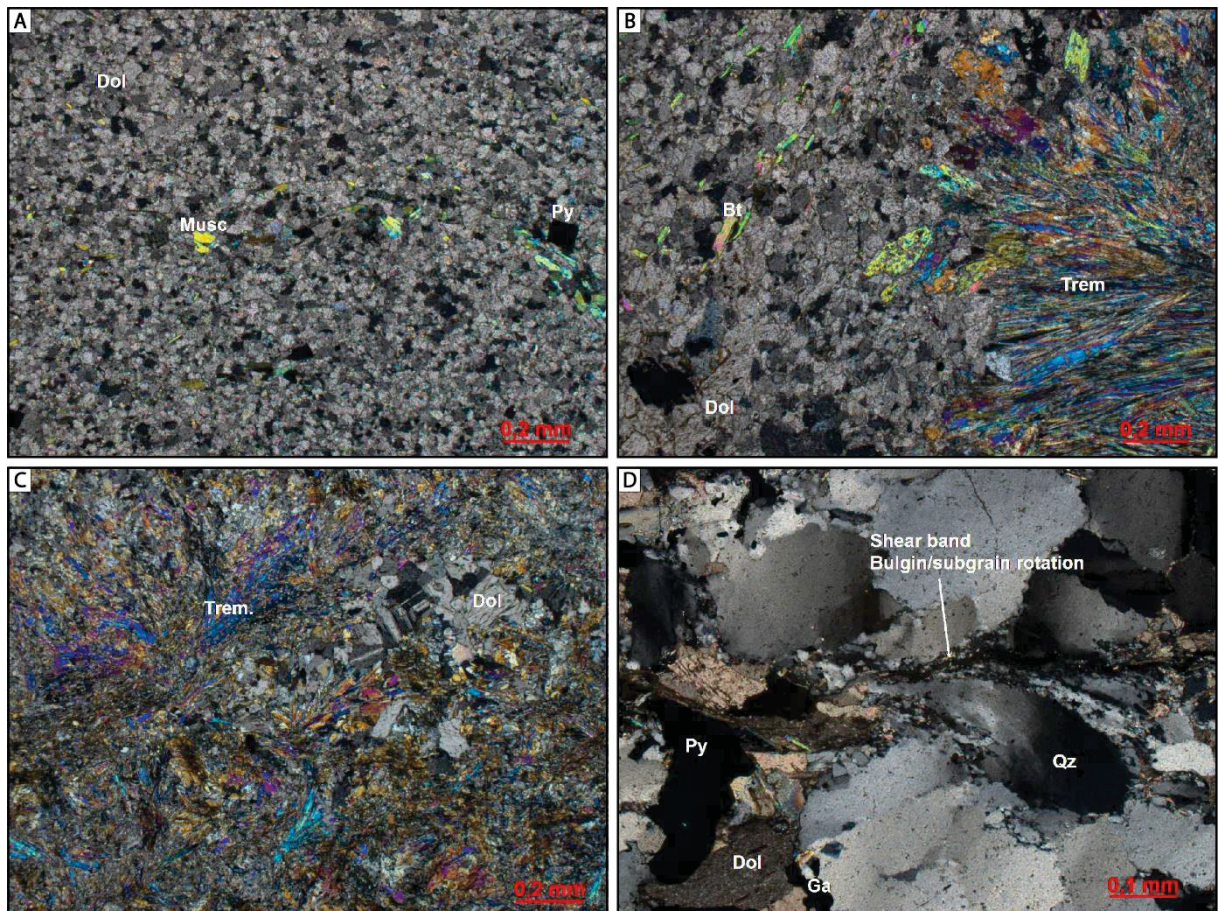


Figure 27 - Intermediary Sequence photomicrographs. A) Pure to impure marble composed by dolomite, quartz, muscovite and disseminated pyrite, with granoblastic texture (Per-55). PL 2,5x. B) Carbonate-silicate rocks composed of dolomite, quartz, tremolite, biotite and muscovite (Per-52). PL 2,5x C) Calc-silicate rock composed of tremolite, dolomite, quartz and biotite, Pb-Zn mineralization host rock (Per-41C). PL 2,5x. D) Shear band with quartz subgrain rotation and bulging dynamic recrystallization on calc-silicate rocks (Per41-C). PL 10x.

The Cu ore host rock (carbonate-silicate rocks) shows quartz recrystallization by bulging and sub grain rotation. The venular aspect could be explained by fluid presence and hydraulic overpressure during shearing.

The mainly paragenesis observed on Pb-Zn mineralization host-rock was calc-silicate with tremolite, which implies amphibolite facies conditions. The quartz recrystallization mechanisms, observed on host-rocks fragments inside galena matrix, was occurred mainly by subgrain rotation, which implies dynamic shear context (dynamic recrystallization), under temperatures between 400 up to 500°C (Paschier e Trouw 2005).

Table 6 shows results of XRD and quantitative XRF analyses from Intermediary Sequence rocks. This sequence is not a pure CaO/MgO carbonate-rich sequence, which has a strong contribution of SiO₂, which is observed by significant content of quartz and calc-silicate minerals, such as tremolite/actinolite.

Table 6 - Intermediary Sequence XRD and XRF analyses. The oxides are expressed on percentage and Sr, Ba, S and Cl in ppm.

Sam	XRD	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Sum	Sr	Ba	S	Cl
Per-49 A	Do/Qz /Bt/Mu	23,79	16,59	21,17	0,60	0,85	0,03	0,22	0,03	0,11	0,01	36,54	99,94	39			
Per-52	Tr/Fl/Qz/ Do/Ca	30,66	19,21	2,35	0,47	2,48	< 0,01	0,28	0,04	0,33	0,01	44,16		116	65	59	21
Per-53	Dol/Qz	24,54	16,88	20,61	0,54	2	< 0,01	0,18	0,03	0,26	0,03	34,89		137	116	49	12
Per-54	Tr/Do/Ac	25,66	17,51	31,91	0,55	2,83	0,02	0,12	0,04	0,26	0,01	21,16	100,07	59			
Per-55	Do/Qz/Bt /Cp	29,79	18,27	2,29	0,96	3,52	< 0,01	0,46	0,05	0,55	0,01	44,03		119	593	53	14
	Mean	26,89	17,69	15,67	0,62	2,34	0,03	0,25	0,04	0,30	0,01			94	94	54	16

Figure 28 shows Intermediary Sequence calc-silicate rock diffractogram, which were interpreted tremolite, flogopite, dolomite, calcite and quartz mineral phases.

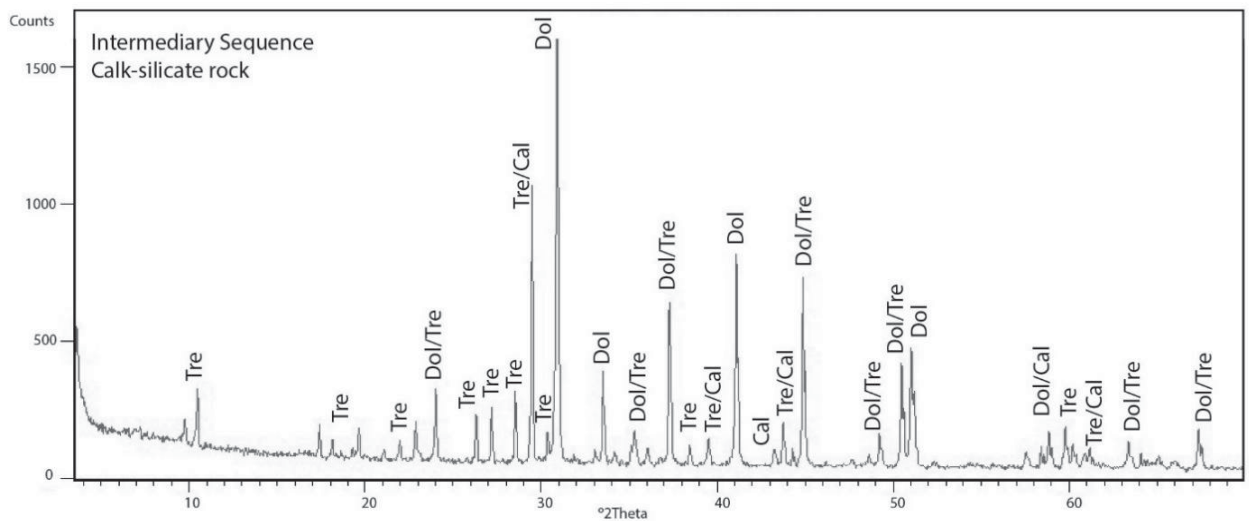


Figure 28 – Diffractogram of Intermediary Sequence calk-silicate rock, composed by tremolite, dolomite, quartz and calcite.

3.5.3 Perau Formation Pb-Zn (Cu-Ba) sulfide mineralization

The Cu ore is hosted parallel to carbonate-silicate rocks S2 schistosity. The host rock is composed of quartz (50-60%) and dolomite (40-50%), with granoblastic to nematoblastic texture, with mylonitic aspect. The Cu layer is composed of malachite (80%), pseudomorph chalcopyrite (20%) and azurite (tr.). The Cu-ore has anastomosed venular aspect, submillimetric to centimetric thickness (Figure 29.D).

The quartz occurs with granoblastic texture, associated with dolomite, with irregular to interdigity contact. In quartz-rich portions, quartz shows strong orientation and dynamic recrystallization mechanisms, such as bulging and subgrain rotation (Figure 29.C,D)

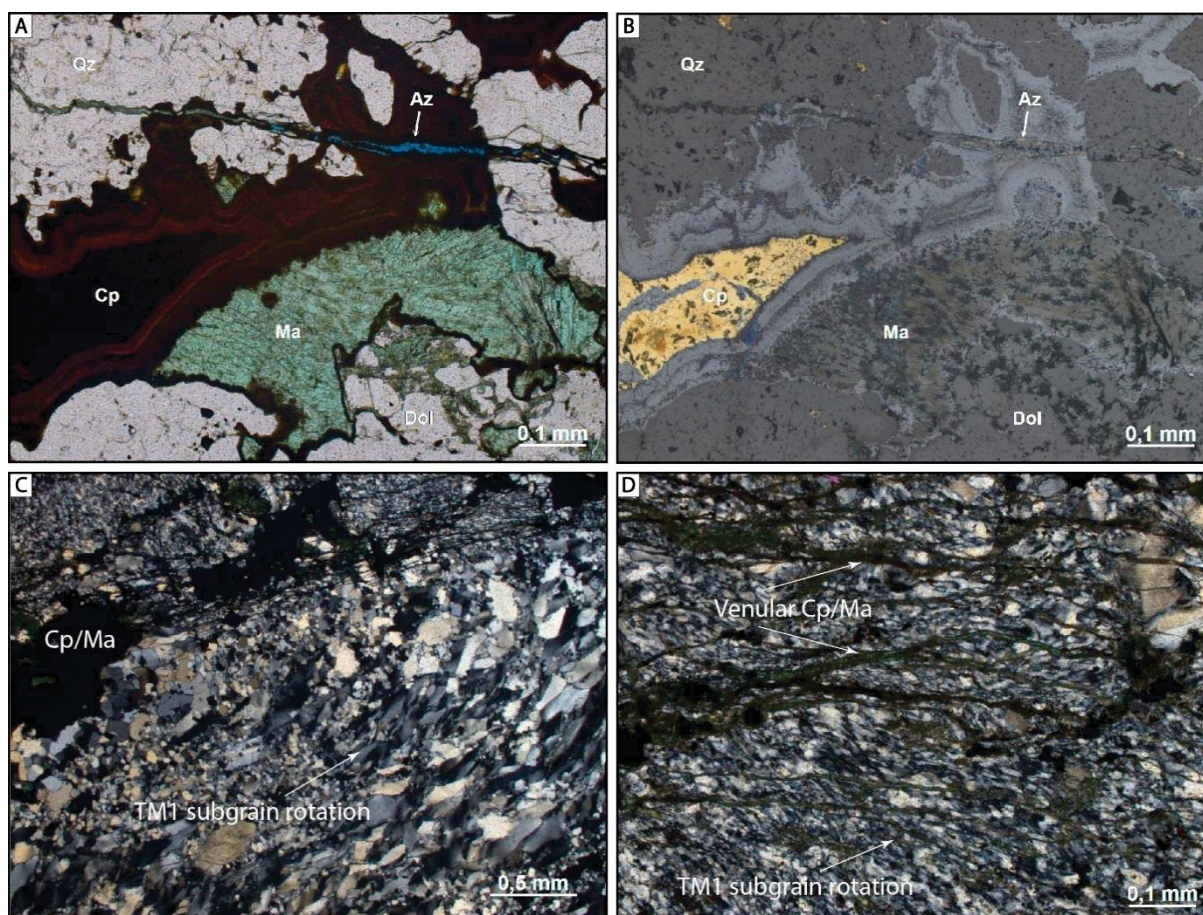


Figure 29- Photomicrographs from Azurite Gallery Cu ore. A and B) Photomicrograph under natural light (A) and reflective light (B) of Cu ore, formed by malachite, chalcopyrite and azurite. 10x. C) Host rock quartz recrystallization mainly by subgrain rotation. PL 2,5x. D) Chalcopyrite/malachite venular aspect, associated with quartz with dynamic recrystallization by subgrain rotation. PL 10x.

The Pb-Zn sulfides are hosted mainly on calc-silicate rocks, composed of tremolite (40-80%), dolomite-calcite (20-30%), quartz (20-30%) and biotite/flogopite/muscovite (20-30%). They have nematoblastic to lepidoblastic texture, sometimes with stretching and mylonitic aspect (Figure 30). Was identified four types of Pb-Zn sulfide mineralization: i) massive (Per-41G- F-M); ii) disseminated (Per 41 M, J, S); iii) quartz vein related (Per 41 K, C); and iv) discordant (Per-58).

The massive Pb-Zn sulfide ore was described by Daitx (1996), in macro-scale, as lenticular and tabular layers, with centimetric to metric thickness, parallel to metamorphic foliation (sedimentary bedding to Daitx 1996). The described where composed by a matrix of galena (85-90%), sphalerite (10%) and pyrite (5%), very fine to medium grain size. Within the sulfide matrix occurs fragments of: i) calc-silicate rocks; ii) quartz, tremolite and dolomite crystals; and iii) pyrite rounded to sub-rounded nodules (Figure 32). The fragments observed on galena matrix are rounded to sub-rounded, with less than 0,1 mm to 5 mm, sometimes preserving metamorphic

foliation inside. SEM images from massive Pb-Zn shows well-developed and euhedric galena, involving rounded fragments of host-rock, composed by quartz, tremolite, biotite and dolomite.

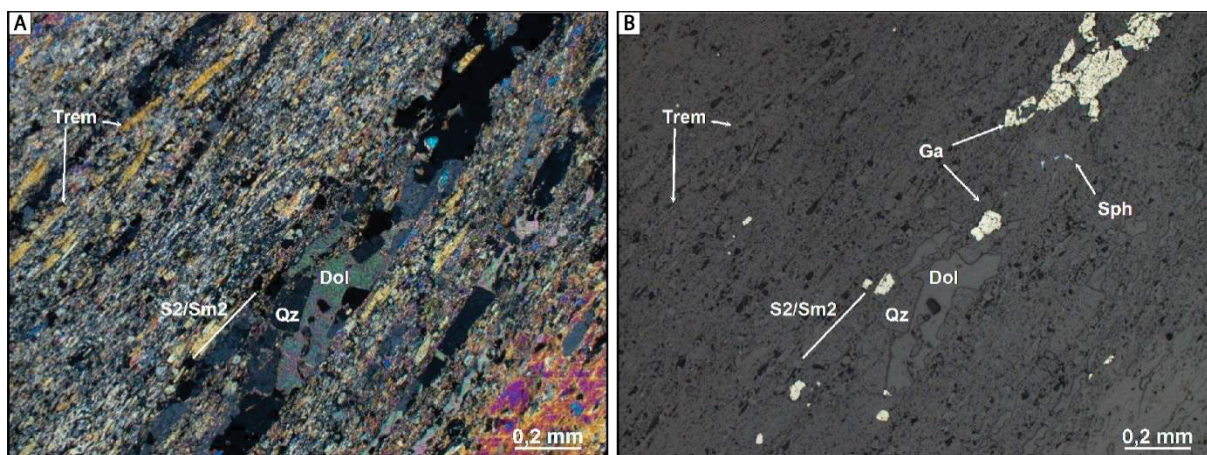


Figure 30 - Photomicrographs of Pb-Zn ore calc-silicate host-rock. A) Calc-silicate host-rock composed of tremolite, dolomite, quartz and biotite, with nematoblastic to mylonitic texture, with strong tremolite orientation (Per-41M). PL 5x. B) Same sample as (A) under reflective light, where it could be observed disseminated galena and sphalerite; RL 5x.

Figure 31 shows a diffractogram of Pb-Zn massive ore, which is composed by galena and sphalerite ore minerals, and flogopite, quartz and tremolite as minerals that compose the fragments within sulfide matrix.

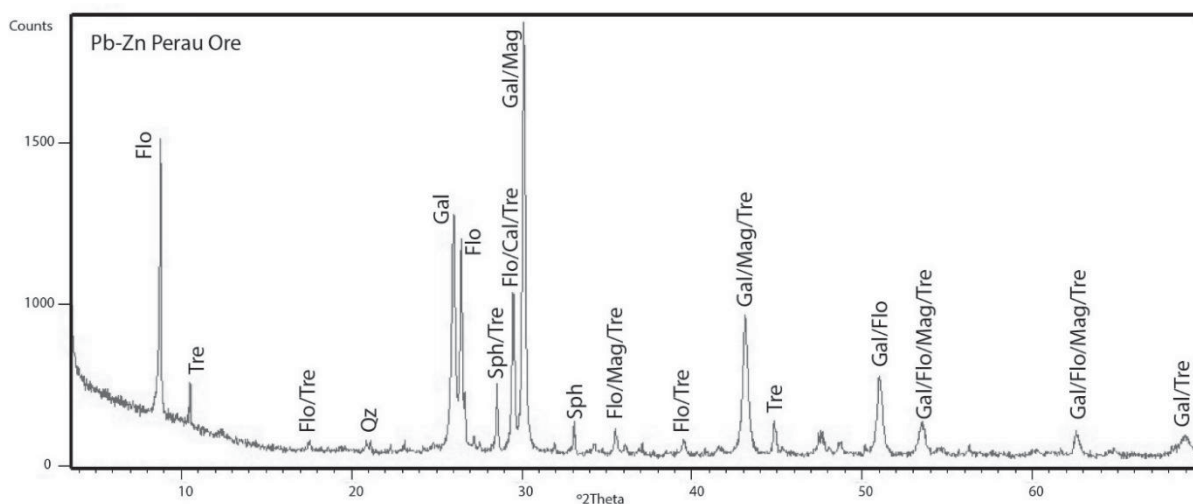


Figure 31- Diffractogram of massive Pb-Zn ore, composed by galena and sphalerite as ore minerals, and flogopite, quartz and tremolite as minerals that composed the fragments within sulfide matrix.

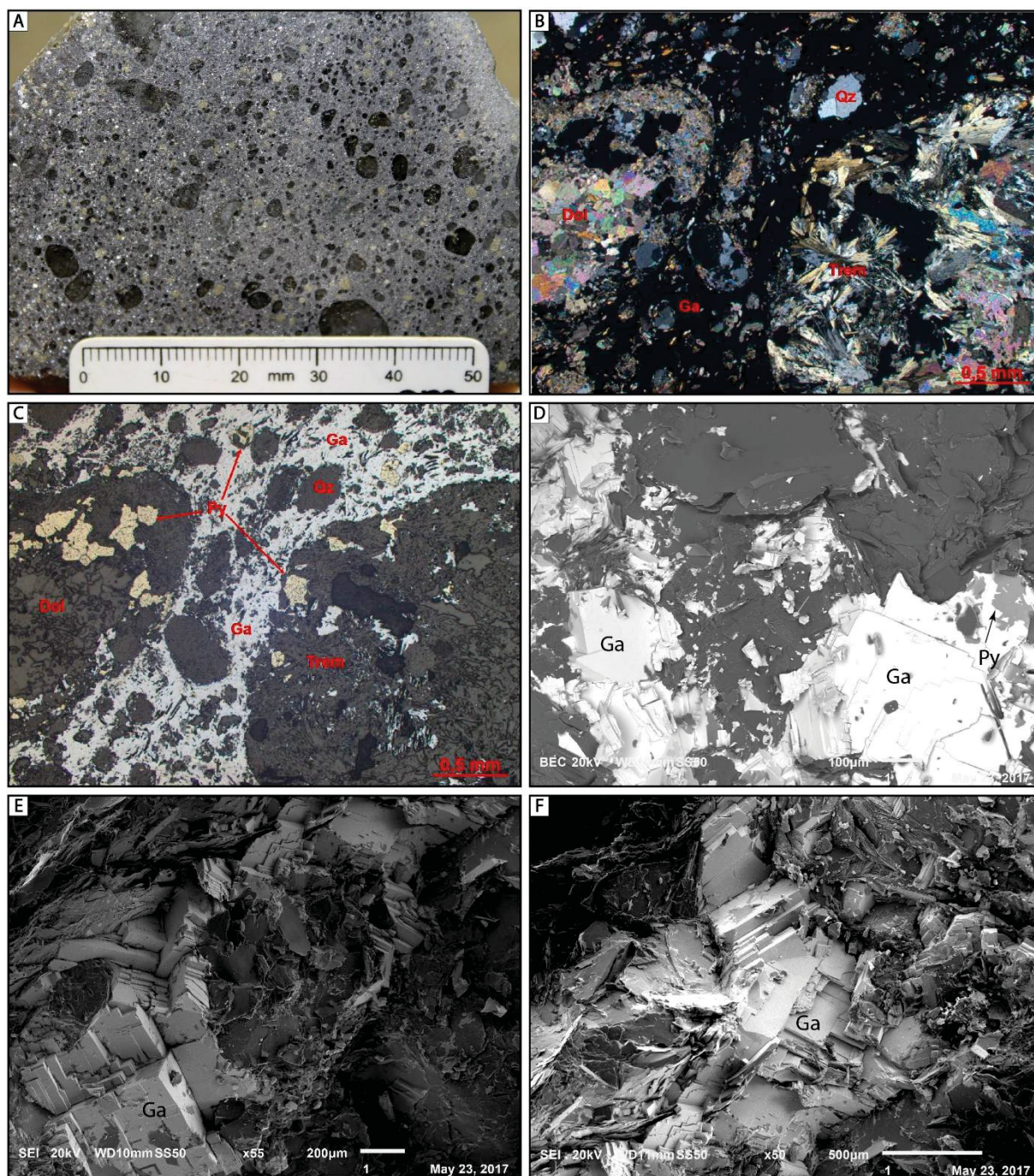


Figure 32 – Photomicrographs (and photography) of Pb-Zn massive ore type. A) Pb-Zn massive type macroscopic aspect, with rounded fragments of host-rock within galena matrix (Per-41G). B) The rounded fragments are composed by tremolite, quartz and dolomite. Massive Pb-Zn sulfide type under transmitted light, with deformation textures (Per-41G). TL 2,5x. C) Reflective light photomicrography, which could be observed the galena matrix with pyrite and host-rock fragmentos. RL 2,5x. D, E and F) SEM image (Backscattered electrons compositions (D) and secondary electron image (E and F) of Pb-Zn ore, which could be observed well-developed and euhedral galena, involving rounded fragments of host-rock, composed of quartz, tremolite, biotite and dolomite

In disseminated type, galena occurs with submillimetric grain size, interstitial and/or as stretched galena “needles”, parallel to mylonitic foliation, usually related to disseminated pyrite (Figura 33.A,B). The quartz vein related Pb-Zn sulfides occurs in

piercement and stricture zones of boundate quartz veins parallel to S2//Sm2, related dynamic recrystallization, such as quartz subgrain rotation (Figura 33.C, D). The discordant Pb-Zn sulfide occurs as veins/microfractures discordant to S2//Sm2. This discordant microfractures are filled with galena, sphalerite and euhedric to subhedric pyrite (Figura 33.E, F).

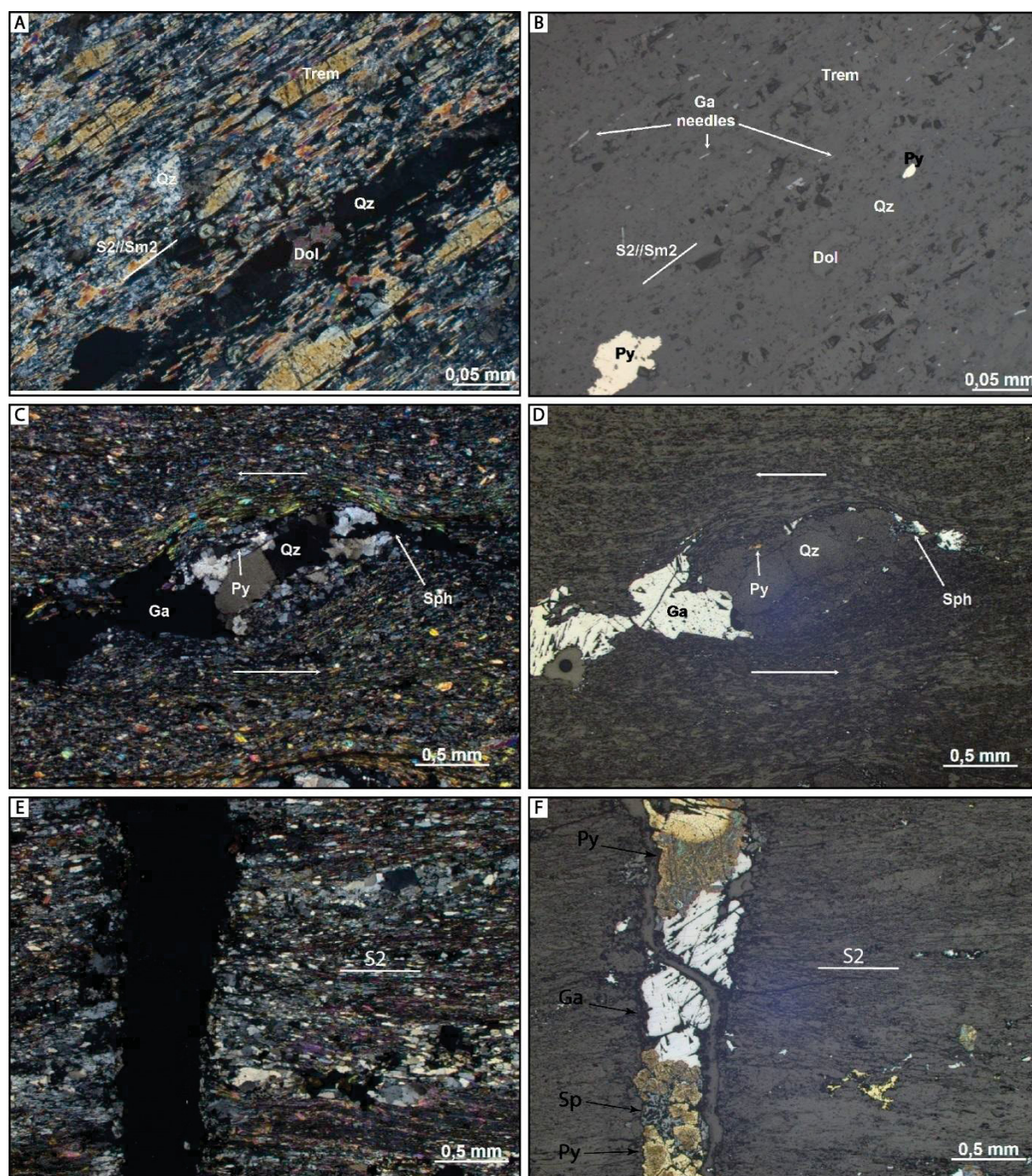


Figura 33 – A and B) Calc-silicate rock mylonites (host-rock) with strong tremolite orientation and stretched disseminated galena (galena needles). (Per-41M). TL and RL 20x. C and D) Quartz vein related Pb-Zn sulfide, formed by fluid mobilization of galena and sphalerite, during D2 shearing (Per-

41K).TL and RL 2,5x. E and F) Discordant galena, sphalerite and pyrite vein, sulfide fluid remobilization during D3 (Per 48). TL and RL 2,5x.

The massive Pb-Zn sulfide ore was first described by Barbour & Oliveira (1979) as sedimentary breccias/conglomerates with galena/sphalerite matrix. Silva et al. (1981) and Daitx (1996) have indicated the presence of deformational textures such as ball-texture and *duchbewegung* texture (Vokes, 1969).

Duchbewegung (same as ball-texture) texture development is explained by deformation partitioning (Marshall and Gilligan, 1989), consequence of abrupt rheological differences, which compared to sulfide layers, host-rock, usually marbles, limestones, calc-silicate rocks on sedimentary Pb-Zn deposits, have brittle behavior. Thus, host rock fragments were ripped off and attached to sulfide matrix and start to absorb deformation by rotation, instead of shearing, generating rounded to sub-angulose shapes (Figura 34), suchlike garnet porphyroblast in mica-schist.

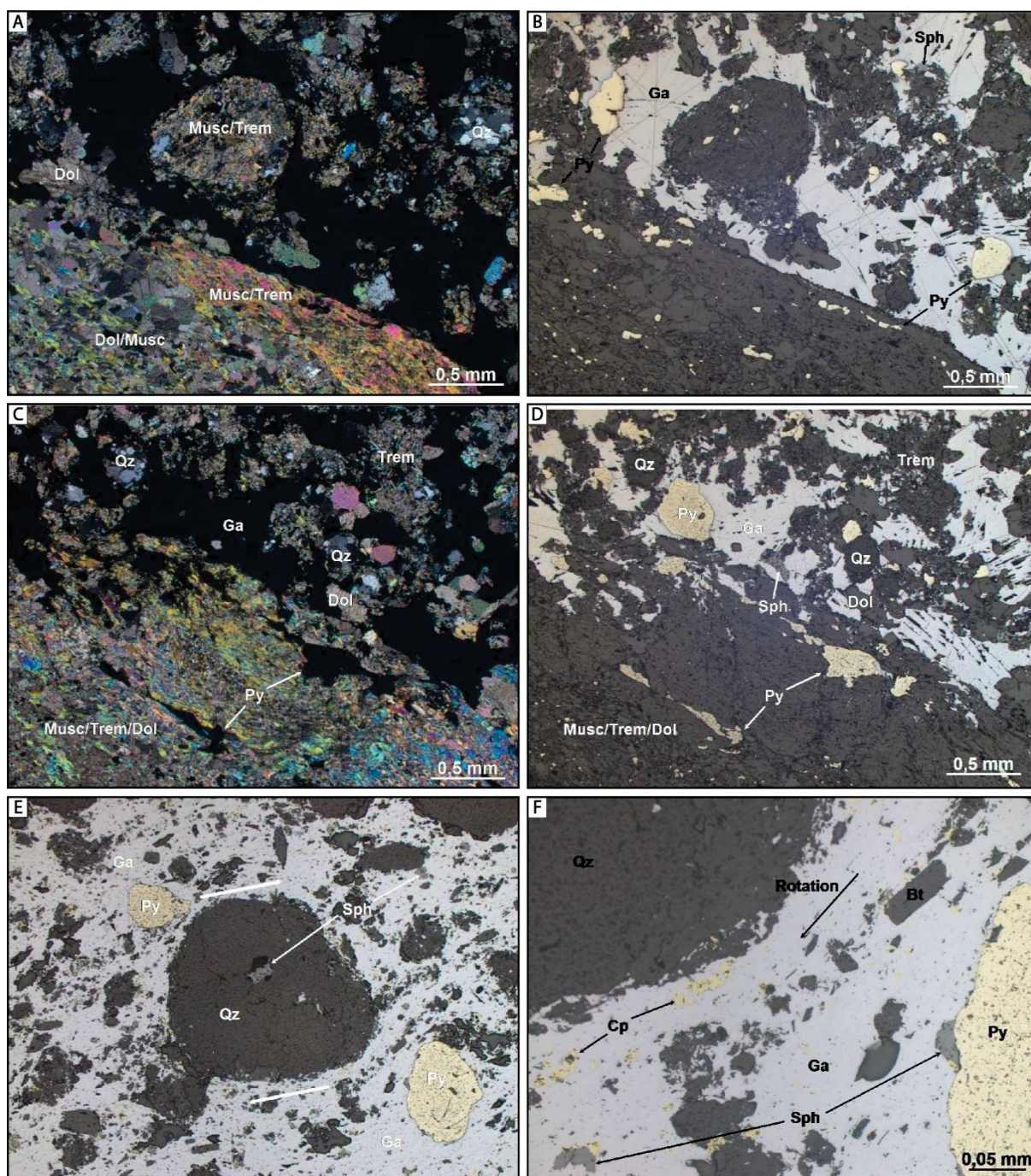


Figura 34 – *Duchbewegung* textures photomicrographs. A, B, C and D) Host-rock (calc-silicate rock) and Pb-Zn massive ore contact, which host rock fragments and disseminate pyrite are indexed to galena matrix. PL and RL. E and F) Rounded host-rocks fragments and pyrite nodules with rotation features (Per-41G). RL.

Within the host rock fragments, S2/Sm2 schistosity could be still preserved, displaying asymmetric sigmoid deformation or totally unconfigured (Figure 35.E, F). Kinematic indicators in galena matrix may include flow movement and fragment rotation (Figure 35.A, B). Some preserved textures show quartz dynamic recrystallization, mainly by subgrain rotation, indicating that *duchbewegung* texture

development occurred under shearing conditions during TM1, which may have been facilitated by sulfide plastic behavior (Figure 35.C, D). Thus, the sulfide layers may have acted as slip surfaces, making host-rocks susceptible to shear deformation and mylonitic development.

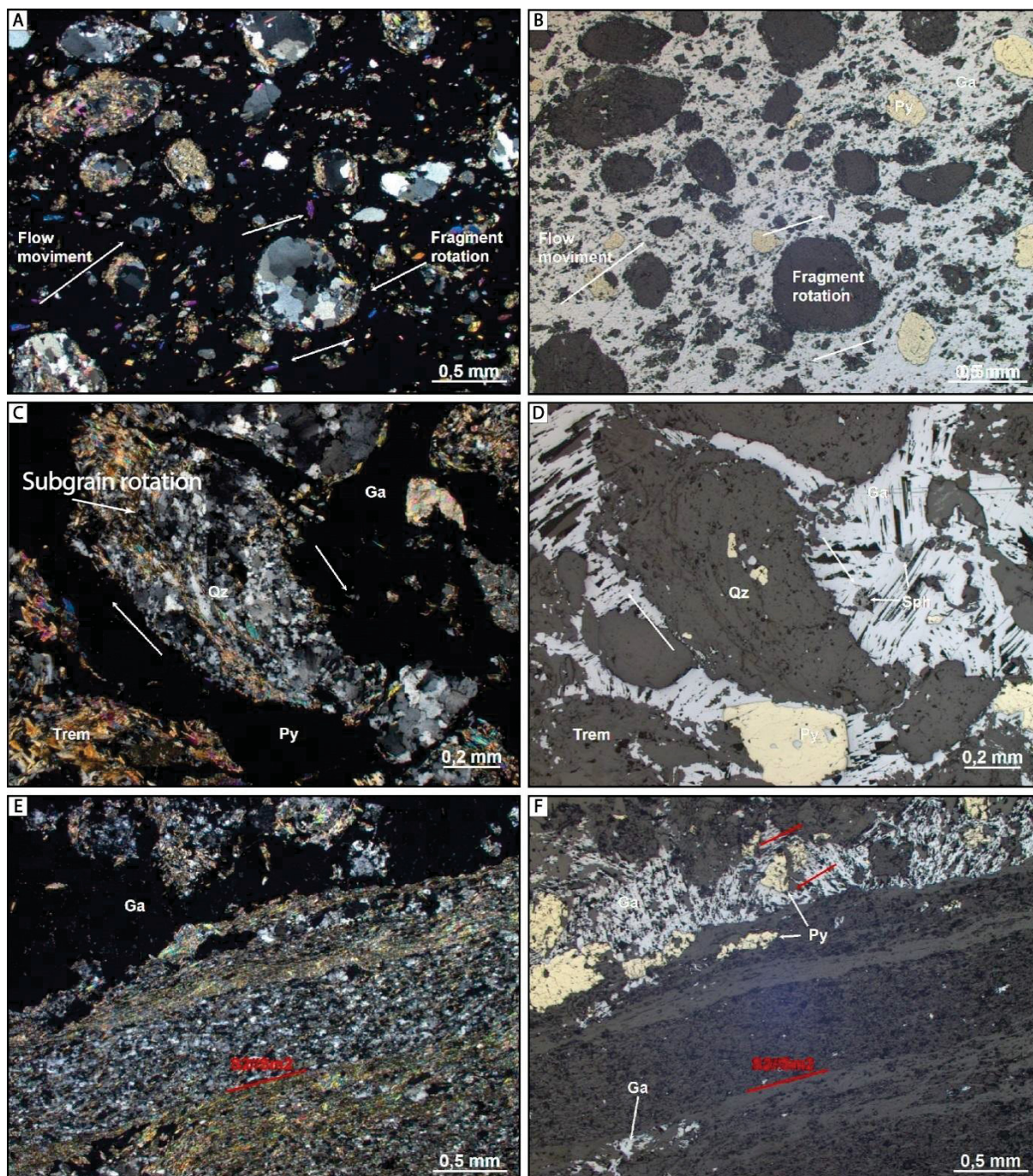


Figure 35 – A and B) Kinematic indicators such as flow movement and fragment rotation (Per-41G). PL and RL with 2,5x. C and D) Subgrain rotation quartz recrystallization within rotate and sigmoid shape host-rock fragment (Per-41H). TL and RL with 5x. E and F) Preserved S2//Sm2 schistosity within host-rock fragments. (Per-41H). PL and RL with 2,5x.

The Ba ore (Per-41A sample) occurs as massive barite, with granoblastic texture and fine layered structure, fine to coarse grain size. The layering is defined by a discrete intercalation of interstitial disseminated galena with barite layers only. Galena occurs, as well as inclusions inside barite crystals (Figure 36).

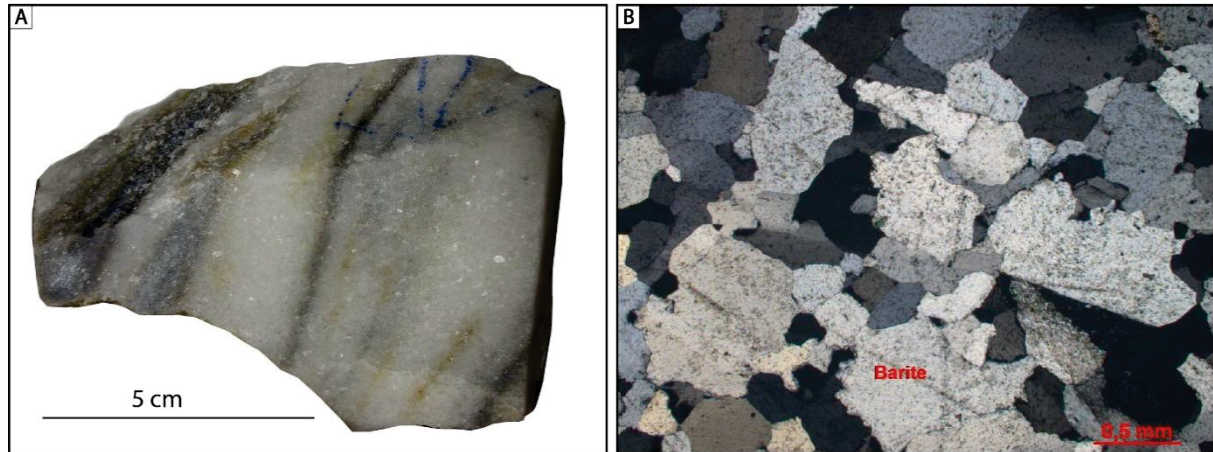


Figure 36 - Ba ore photomicrography and photography. A) Mainly formed by barite crystals with granoblastic texture. PL 2,5x. B) Massive barite interlayered to millimetric galena layers.

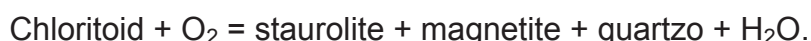
3.5.4 Perau Formation Superior Sequence

Evidences of initial TM1 registers are mainly observed on Superior Sequence metapelites, as intertectonic paragenesis developed in initial lower metamorphic stages, under greenschist facies, garnet zone, at temperatures around 350-500°C (Winkler, 1987). The progression of metamorphism, carried out by raise of temperature and pressure conditions, related to regional low angle tectonic D1-D2, are observed as heterogeneous development of very fine staurolite crystals on metapelite rocks (Figure 37.B). The staurolite-in isograd mark the beginning of greenschist low-grade to amphibolite medium-grade metamorphism transition, under 500 up to 600°C and 3 up to 5kb (Winkler, 1987).

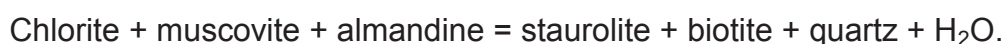
The garnet crystals occur as rounded porphyroblast, medium grained, with quartz inclusion trails, formed during the S1 development and after rotation during S2 development (Figure 37.A). The S2 schistosity outlines and rotates the garnet porphyroblast, developing asymmetric pressure shadows. Biotite crystals occurs either on S2 and S1, as porphyroblast, medium grain sized. Both garnet and biotite are intertectonic porphyroblast sin-S1 and pré-S2. Is noted that the rheologic-

compositional factor controls S1 transposition, where the quartz layers preserve the folds and micaceous layers are more easily transposed.

The garnet porphyroblast developed sin-S1 still remained in equilibrium during TM2 progressive metamorphism, with inter-tectonic character between S1 and S2, also was rotated and stretched during D2. The non-occurrence of staurolite under medium-grade metamorphism condition could be explained by lack of chemical composition to allow its development (Winkler, 1987). The reaction that produces staurolite is usually associated with chloritoid:



However, chloritoid have not been observed on metapelites paragenesis, thus staurolite formation could be made by the reaction:



According to Albee (1968), garnet is relatively no reactive, persisting even after changes on rock composition during metamorphism, allowing paragenesis with staurolite + almandine + Al_2SiO_5 + biotite + muscovite + quartz, such as observed on Perau Formation metapelites paragenesis.

The S3 crenulations are poor developed on quartz layers and well developed on mica layers. This disharmonious fold and crenulation pattern between quartz and micaceous layers implies in shortening and loss volume different ratios in layers (and even lithologic units) of different compositions. Different deformation mechanisms (i.e. transposition, dynamic recrystallization, shearing) reflect on relative volume loss, shortening or stretching between Perau Formation sequences. The presence of low angle mylonites was also described by Ebert et al (1987), which cause movimentation between Perau Formation lithological sequences and original bed thickness and geometry was modified to TM 1 tectonic geometry, however preserving the stratigraphic framework (Pierkarz, 1981; Silva et. al., 1982; Fritzsons Jr. et. al., 1982; Ebert et. al., 1988; Daitx, 1996).

Quartz, muscovite and biotite orientation configure S2 schistosity mainly paragenesis, forming compositional metamorphic layers. S2 is a transposition foliation developed during progressive TM1, which encloses evidences of S1 foliation, formed, as well, by quartz, biotite and muscovite orientation. Locally,

mylonitic shear bands Sm2 developed S_c foliation, mica-fish, garnet stretching and rotation (Figure 37.C, D). The evolution of deformation intensity could be observed on outcrop scale. The quartz recrystallization is given by new grains generated by subgrain rotation, but pressure solution is still an important recrystallization mechanism.

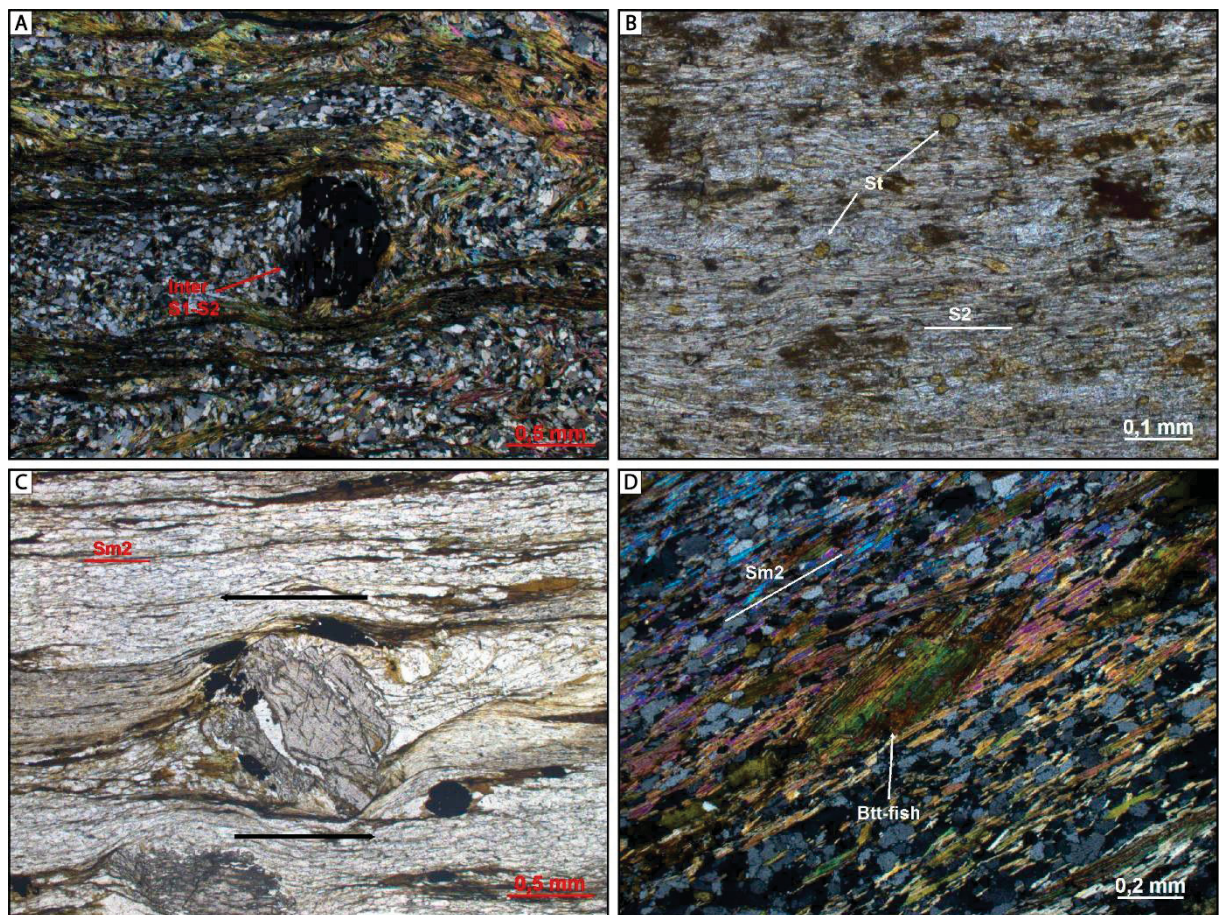


Figure 37 – TM1 photomicrographs registers. A) Intertectonic garnet porphyroblast rotate during S₂ development (Per-01C). PL 5x. B) Staurolite-muscovite-biotite-quartz schist from Superior Sequence (Per-43). NL 10x. C) Garnet rotation with asymmetric recrystallization tails development (Per-01E). NL 5X. D) F) Biotite-fish on mylonitic biotite-muscovite-quartz schist (Per-48). PL 10x.

3.5.5 Perau Formation metabasic rocks

The metabasic rocks are greenish grey, fine to medium grained with blastofitic texture with nematoblastic to mylonitic portions (Per 05B, Per-48). The metabasic rock fabric is controlled by structures, where nematoblastic and mylonite portions are related to shearing, whereas blastofitic textures is common in portions with low deformation rate (Figure 38).

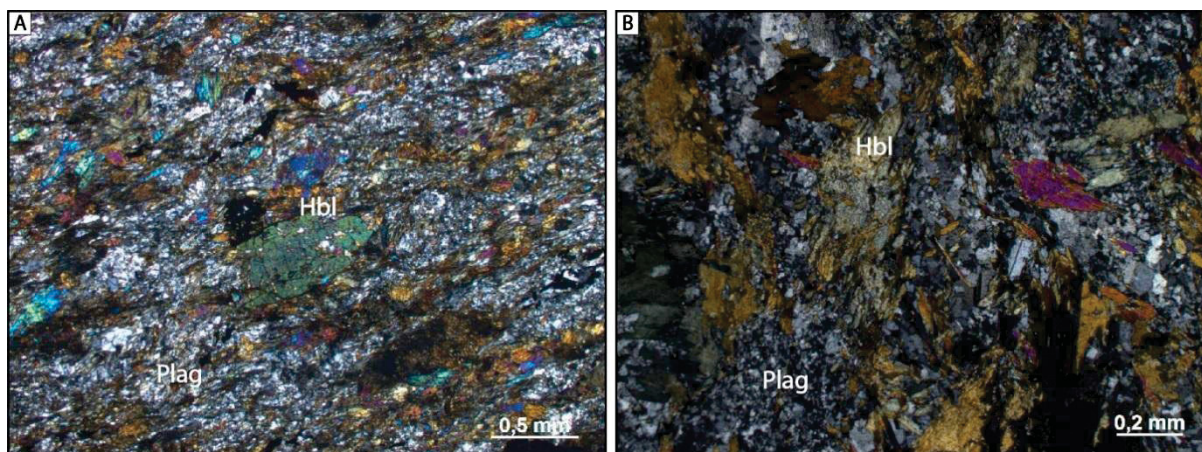


Figure 38 - Metabasic rocks photomicrographs with (A, Per-48, 2,5X) nematoblastic/mylonitic texture and (B, Per-05B, 5x) blastofitic texture. PL.

Mylonitic portion displays sigmoid hornblende porphyroblast, with undulose extinction and new grain development, in a fine plagioclase matrix. On the blastofitic portions, hornblende crystals are fine grain sized and generally zoned.

3.6 CLUMPED ISOTOPE ANALYSIS

Clumped isotope analysis were carried out on impure marble (Per-55) and carbonate-silicate rock (Per-52), from Intermediary Sequence. The Δ_{47} values for samples Per-52 and Per-55 ($0,285 \pm 0,011\text{‰}$ and $0,268 \pm 0,012\text{‰}$, respectively) are corresponding to apparent temperatures of $241,9 \pm 18,6^{\circ}\text{C}$ and $274,1 \pm 32,4^{\circ}\text{C}$ (Table 7).

Table 7 –C&O isotopes, Δ_{47} and T ($^{\circ}\text{C}$) from Per-52 and Per-55 samples.

Sample	XRD	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ mineral (VPDB)	Δ_{47}	T($^{\circ}\text{C}$) mean \pm stdev	$\delta^{18}\text{O}$ water-dol (SMOW)	
PER-52	Trem+Qz+Dol+Cal	0,0884436	-8,72558605	0,2859	242 \pm 26,32	13,02032747	2
PER-55	Dol+Qz+Bt+Cpy	-0,3234373	-15,3474546	0,2686	274 \pm 45,89	11,74168106	2

The cross-plotted graph of bulk composition of $\delta^{13}\text{C}$ and composition of $\delta^{18}\text{O}$ of the formation water could indicate the source of the formation water. In this case the heavy composition of $\delta^{18}\text{O}$ water (SMOW) is consistent with metamorphic water sources. (Figure 39)

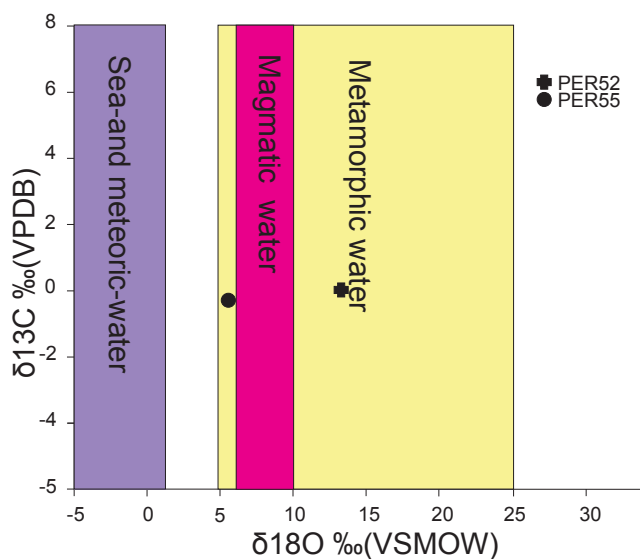


Figure 39– $\delta^{13}\text{C}$ bulk composition of the Per52 and Per 55 samples versus $\delta^{18}\text{O}$ composition calculated for the formation water of the dolomites. The colored rectangles define $\delta^{18}\text{O}$ range of the water sources, calculated by Taylor (1974) (Ryb *et al.*, 2017, modified).

3.6.1 Sin-tectonic quartz vein fluid inclusion

The fluid inclusion analysis was realized on sin-tectonic quartz veins of Superior Sequence metapelites (Per-51 sample), parallel to S2//Sm2, related to TM 1 low-angle tectonic. The quartz vein has 5-10 cm thickness, lenticular geometry and locally isoclinal folds (Figure 40.A). Were measured 71 fluid inclusions on heating stage and 28 on freezing stage. Table 8 shows summarized information about microthermometry and Raman analyses.

Table 8 – Summary of fluid inclusion microthermometry and Raman microspectroscopy analyses discussed on this paper.

	<i>Th (mode)</i>	<i>Tme</i>	<i>TmHH</i>	<i>TmICE</i>	<i>Salinity wt% (mode)</i>	<i>System</i>	<i>Raman</i>
FIA 01 -	325°C	-60°C up to	-37°C up to	-13°C up to	15%	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	CH ₄ , N ₂
Primary FI	±27 °C	-52.2°C	-24°C	-8°C			
FIA 02 -	220°C	-60°C up to	-30°C up	-18°C up	17%	NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	-
Secondary FI	±43 °C	-52.2°C	to -24°C	to -13°C			

Was recognized two FIA's named FIA 01 and FIA 02. FIA 01 are primary FI's, associated to quartz vein generation TM 1 fluids. FIA 02 is secondary FI's related to post-vein formation fluid event, associated to TM 2 fluids.

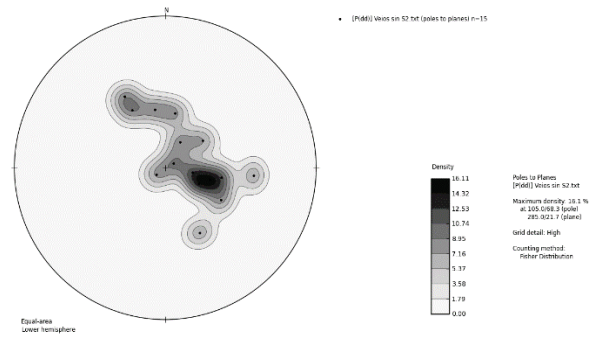


Figure 40 - A) Sin-tectonic quartz veins parallel to S2, with asymmetric isoclinal folds, from Superior Seq. biotite-quartz schist (Per-51) B) Quartz veins poles stereographic projection, with mean direction parallel to S2 schistosity (n=15).

FIA 01 is formed mainly by bi-phasic ($L_{aq}+V_{aq}$) electrolytic aquo-saline fluid inclusions and occurs as isolated inclusions and in pseudo-secondary trails (Figure 41.E, F). They have elongated to rounded shapes, with post-trapment features such as stretching and necking-down, with 2 to 10 μm . The homogenization temperature (T_h) is ranged 300°C up to 400°C, with mode in 325°C (standard deviation = $\pm 27^\circ\text{C}$).

FIA 02 is formed mainly by bi-phasic ($L_{aq}+V_{aq}$) electrolytic aquo-saline fluid inclusions and occurs on subvertical trails oblique to S2 (Figure 41). They have elongated and irregular shapes and sizes, from 2 μm up to 12 μm . Some fluid inclusions show post-trapment modification also stretching and necking-down. Secondary trails development is related to sealed microfractures during D3, which are developed vertical/oblique structures to S2, such as disjunctive cleavages. The homogenization temperature (T_h) is ranged 112°C up to 304°C, with mode in 220°C (standard deviation = $\pm 43^\circ\text{C}$).

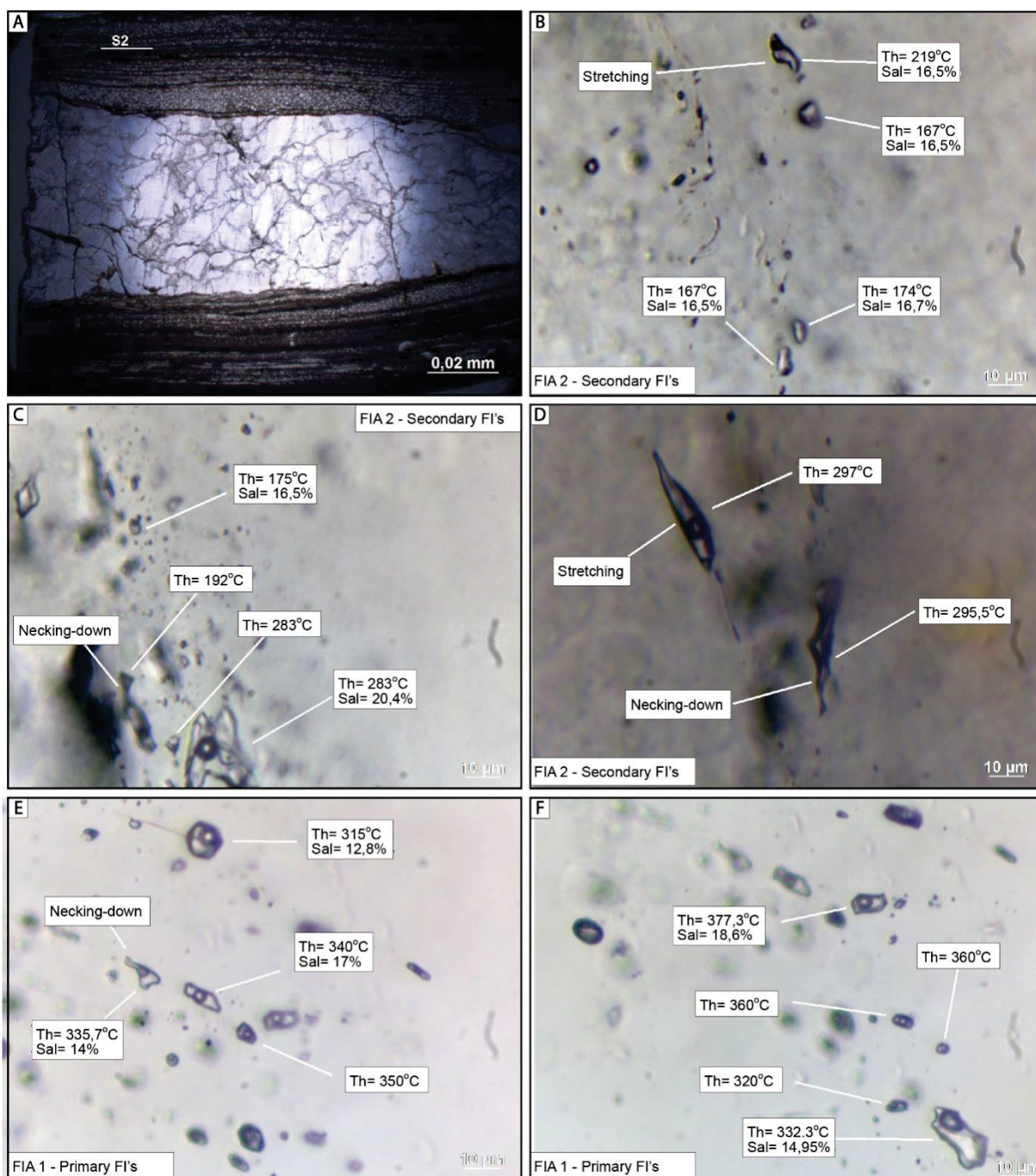


Figure 41- Fluid inclusions photomicrographs in quartz vein (Per-51). A) Quartz vein analyzed, parallel to S2 foliation. A, B and C) Secondary fluid inclusions with stretching and necking down features, with respective Th and salinity. E and F) Primary fluid inclusions, with some fluid inclusion with stretching and necking-down features, with respective Th and salinity.

Fluid inclusions related to progressive metamorphism is hardly preserved, which Th measurement not represent the peak metamorphism evidence. The Th values, both to FIA 01 and 02 display broad distribution range (Figure 42.A) that can be explained by post-trappment modifications, which is corroborated with necking-down and stretching features observed in some fluid inclusions. In case of post-

trappment modifications, the most representative value (mode) could represent the minimum fluid temperature.

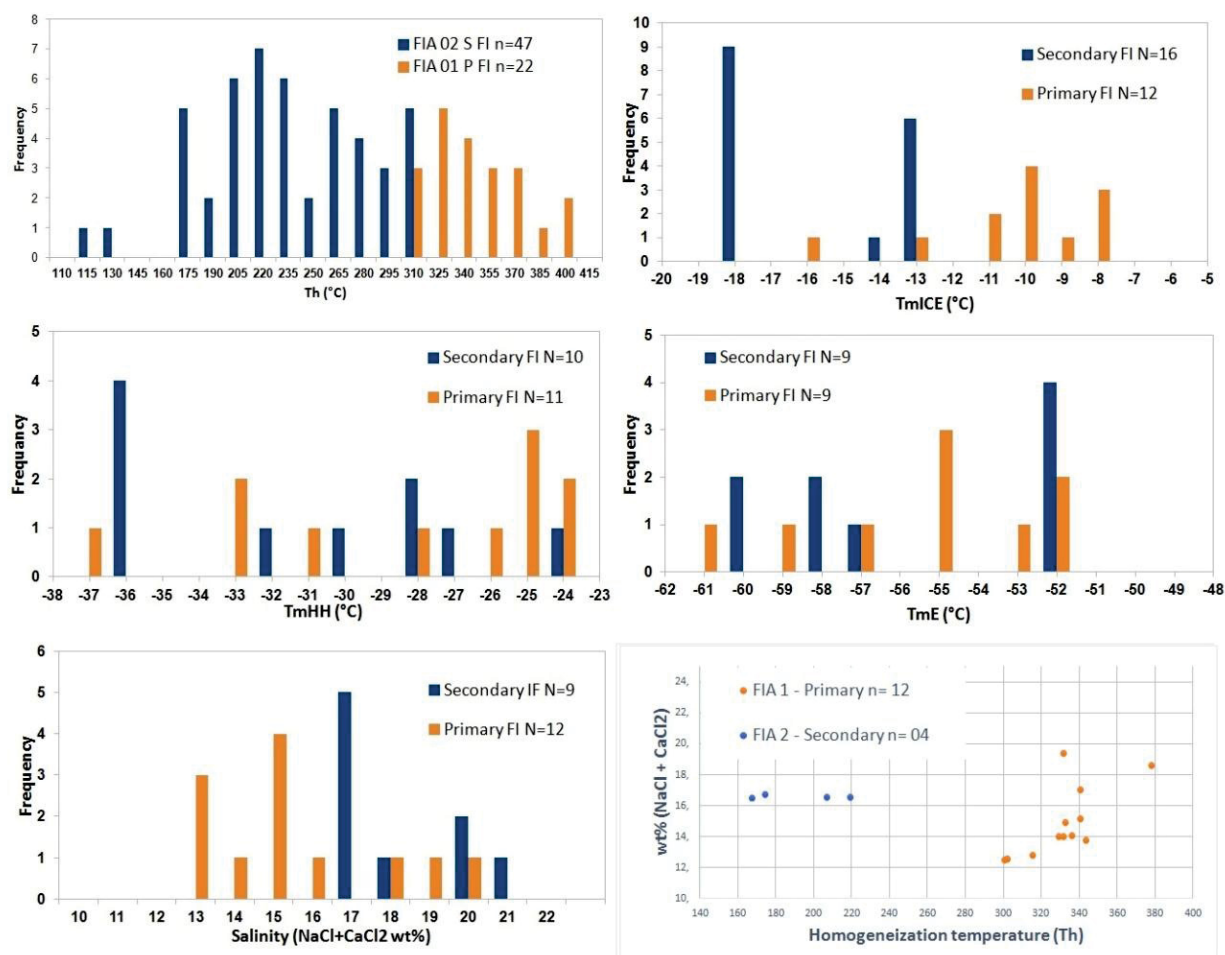


Figure 42 – Microthermometry measures histograms of FIA 1 (primary) and FIA 2 (secondary) A)Th - Homogenization temperature; B) TmICE - Ice melting temperature; C) TmHH - Hydrohalite melting temperature; D) TmE - Eutectic melting temperature ; E) Salinity (NaCl+CaCl₂ wt%). F) Th vs. Salinity diagram.

The first initial melting (T_{mi}) occurs between -61°C up to -52°C, both primary and secondary FI's (Figure 42.B). These T_{mi} values were interpreted as eutectic temperatures (T_e) from a H₂O-NaCl-CaCl₂ system, which have ideal T_e=-52°C (Vanko et al., 1988). The hydrohalite melting temperature (T_{mHH}) occurs below -37°C up to -24°C, indicating that antartcite could be a salt phase present, besides hydrohalite (Fig.38 C).

The salinity was calculated based on MacInnis et al. (2010) numerical model. Primary FI's and secondary FI's show different ice melting temperature (T_{mICE}) distribution, with distinct modes (Figure 42.E). The primary fluid inclusions T_m occurs between -13°C up to -8°C and the secondary fluid inclusions T_m between -18°C up to

-13°C. Admitting an H₂O-NaCl-CaCl₂ system, the fluid salinity (wt. % NaCl+CaCl₂ eq.) range of FIA 01 is 11% up to 20%, with mode in 15%, and FIA 02 is 17% up to 21%, with mode in 17%.

3.7 RAMAN MICROSPECTROMETRY

The coupling of microthermometry and Raman microspectrometric analyses is still the only viable option to obtain compositions of single fluid inclusions (Burke, 2001). Raman analyzes confirm the aquo-saline behavior during microthermometry, with no CO₂ in the system. Satisfactory explanation for lack of CO₂ contents of IF's analyzed is not available.

The primary and secondary FI's analyzed have aqueous bi-phasic fluids, with a bubble of H₂O vapour phase and a H₂O liquid phase (Figure 43). Some primary inclusions have CH₄ and N₂ dissolve on H₂O vapour phase, which could explain NaCl-CaCl₂-H₂O systems with eutectic temperature bellow -52°C.

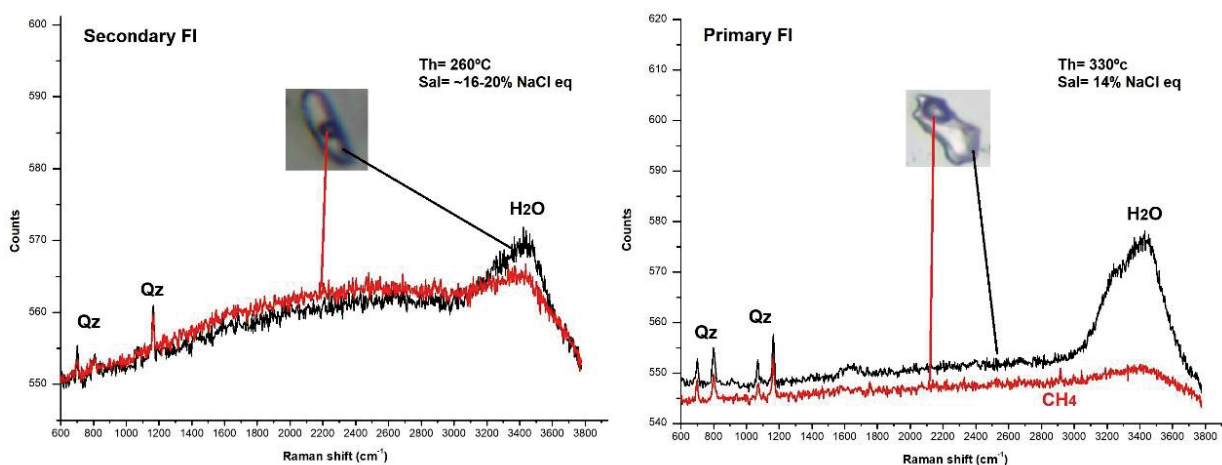


Figure 43 - A) Secondary fluid inclusions Raman analyses, showing mainly H₂O on liquid and vapour phase. B) Primary fluid inclusions Raman analyses, showing liquid and vapour H₂O phase, also CH₄ as dissolved gas.

3.8 DISCUSSION

The integration of clumped isotope, fluid inclusion microthermometry, microtectonic deformation mechanisms and mineral paragenesis has showed good

correlation on Perau Fm. tectono-metamorphic evolution proposed. The temperature parameters obtained on this study was displayed in Figure 44.

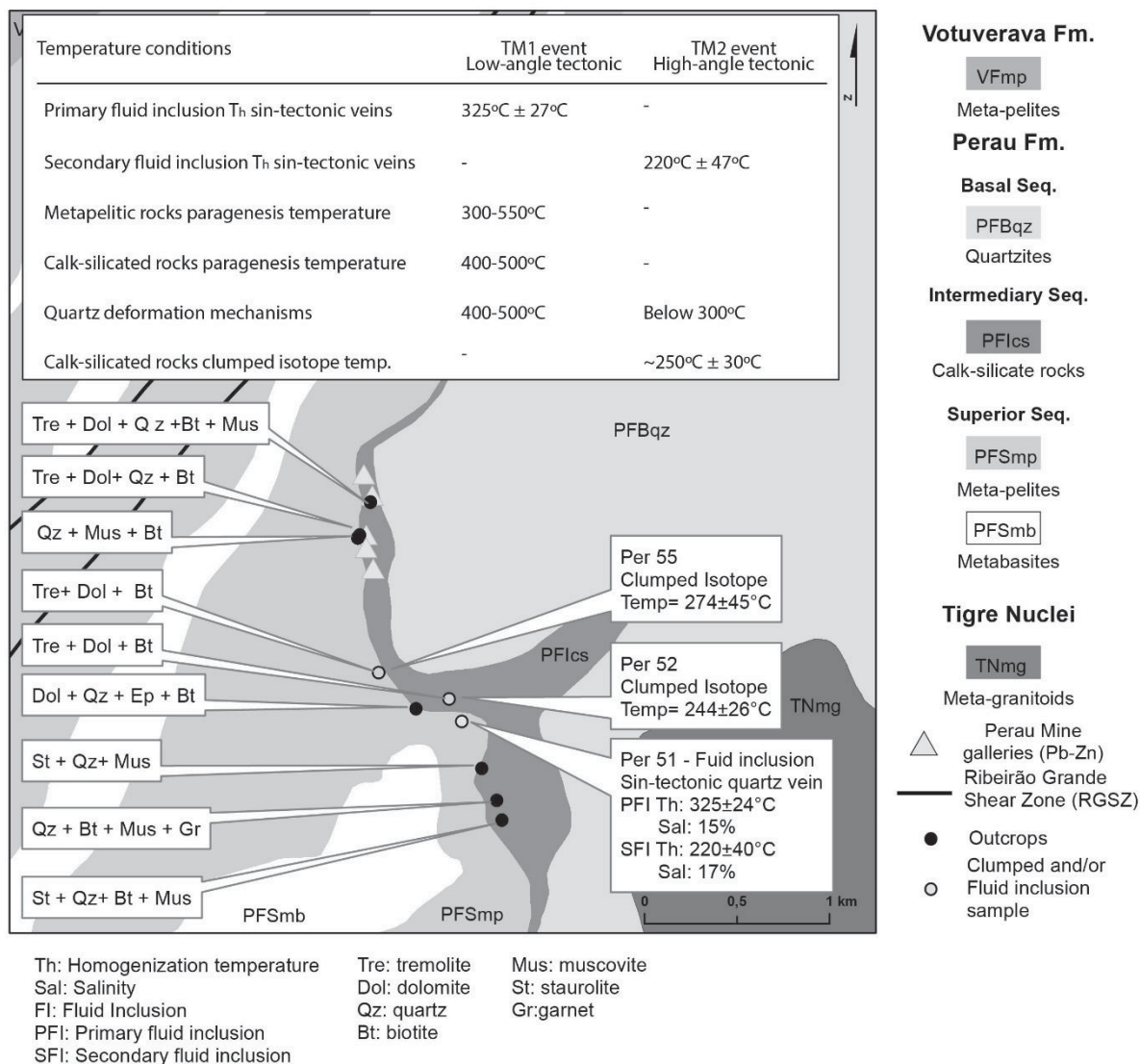


Figure 44 – Perau Fm. geologic map (modified from Daitx (1996), Perau Mine region, with outcrops that was described thin sections, with respectively paragenesis observed.

Fluid inclusions on high-grade metamorphic terrenes are commonly CO_2 -rich and its re-equilibration behavior depends on inclusion composition. Vytik and Bodnar (1995) experimental studies have shown synthetic H_2O - NaCl inclusions formed under 700°C and 5Kb conditions, appropriate for amphibolite and granulite metamorphism, which has homogenized under $300\text{--}350^\circ\text{C}$. It is necessary to consider that FI's from our study probably has different density from their study,

however could display similar behavior, showing that the Th measured from primary and secondary FI's are the minimum metamorphic temperature instead the TM1 and TM2 metamorphic peak.

CO₂-rich (or with appreciable quantities) are less susceptible to re-equilibration than aqueous fluid inclusions and that high salinity inclusions may re-equilibrate more easily than those containing low-salinity fluid (Hall and Wheeler, 1992). As well, the preservations of CO₂-rich inclusions may be favored over aqueous inclusions in high P-T environments. Therefore, the aqueous and relatively high saline inclusions measured on this study, may be strongly re-equilibrated and Th could be very distant from the metamorphic peak, even from TM1 and TM2. Post-trappment features and the broad Th histogram distribution, like other metamorphic environments (Vytik and Bodnar (1995), could corroborate re-equilibration during progressive metamorphism of Perau Formation tectonic evolution. To have a best understanding of metamorphic fluid behavior of Perau context needs to densify the Th measurements per sample, also increase the number of samples analyzed.

Carbonate clumped isotope thermometry is based on homogeneous equilibrium recorded in the carbonate crystal lattice, because carbonate minerals grow in isotopic equilibrium with the environment, being a useful tool to determine thermal histories of surface and shallow crustal processes (Eiler, 2011). Temperatures may be modified by re-ordered bonds in solid state diffusion and kinetics fractionation (Passey & Henkes, 2012). The reset of the C-O bond by kinetics occurs at temperatures around 115°C (Stopler & Eiler, 2015), decreasing the Δ_{47} to values representative of higher temperatures.

Knowing the exact degree of preservation of isotope-clumped composition depends on the temperature path of the carbonate crystal through time (Stopler and Eiler, 2015). Provided sufficient time and high enough temperature the Δ_{47} may fully re-equilibrate to a new temperature, but when carbonate is cooled down from high temperatures it is expected the value of Δ_{47} will follow thermodynamic equilibrium until the temperature is low enough to allow isotopic rearrangement, stabilizing the Δ_{47} value (Stopler & Eiler, 2015; Ryb et al., 2017). The blocking temperature is the one in which the Δ_{47} is stabilized; for dolomites this temperature is ~300°C (Passey & Henkes, 2012; Lloyd et al., 2017).

Deformation may affect mineral composition by shear heating, through local temperature gradients and catalysis of kinetic reactions (Rutter & Brodie, 1995). Ryb

et al. (2017) used the Siman-Tov et al. (2016) example of acceleration of isotopic reorder by the formation of nano-sized calcite grains along faulting planes during and after the faulting of carbonate rocks.

The temperature obtained by Δ_{47} value is lower than expected using a simple cooling history of TM1. Considering temperatures obtained by primary fluid inclusion, metapelitic and calc-silicate rocks paragenesis, as well quartz deformation mechanisms, they are higher than the blocking temperature for dolomites. These findings imply that Δ_{47} value has registered post-TM1 temperature conditions, probably related to TM2 regional solid-state deformation and/or solid-state reordering intracrystalline developed during TM 2, such as undulose extinction observed on (not only) carbonates induced by regional compression.

Ryb et al. (2017) suggests dynamic recrystallization can reset the Δ_{47} values of calcite because of the excellent mobility in ion-groups along the crystallographic planes; therefore, the apparent temperature of dynamic recrystallization fabric expresses the minimum temperature of deformation. If calcite minerals conclusions are applicable in dolomite minerals, the results of clumped-isotope thermometry in the Perau Fm. could reflect TM2 minimum temperature, which are reasonable to secondary fluid inclusion temperatures obtained.

Fluid inclusion temperature and salinity distribution could indicate fluids with different origins. The temperature and salinity of fluid inclusions analyzed on this study occurs inside Metamorphic Fluids field, from Bodnar (1999). Figura 45 shows that salinity values of primary and secondary FI's from our study has similar salinity of MVT deposits salinity. These not means that we are suggesting MVT origin to Perau Fm Pb-Zn deposits, however, MVT and Sedex, or Clastic Dominated deposits (CD deposits) has similar geological settings.

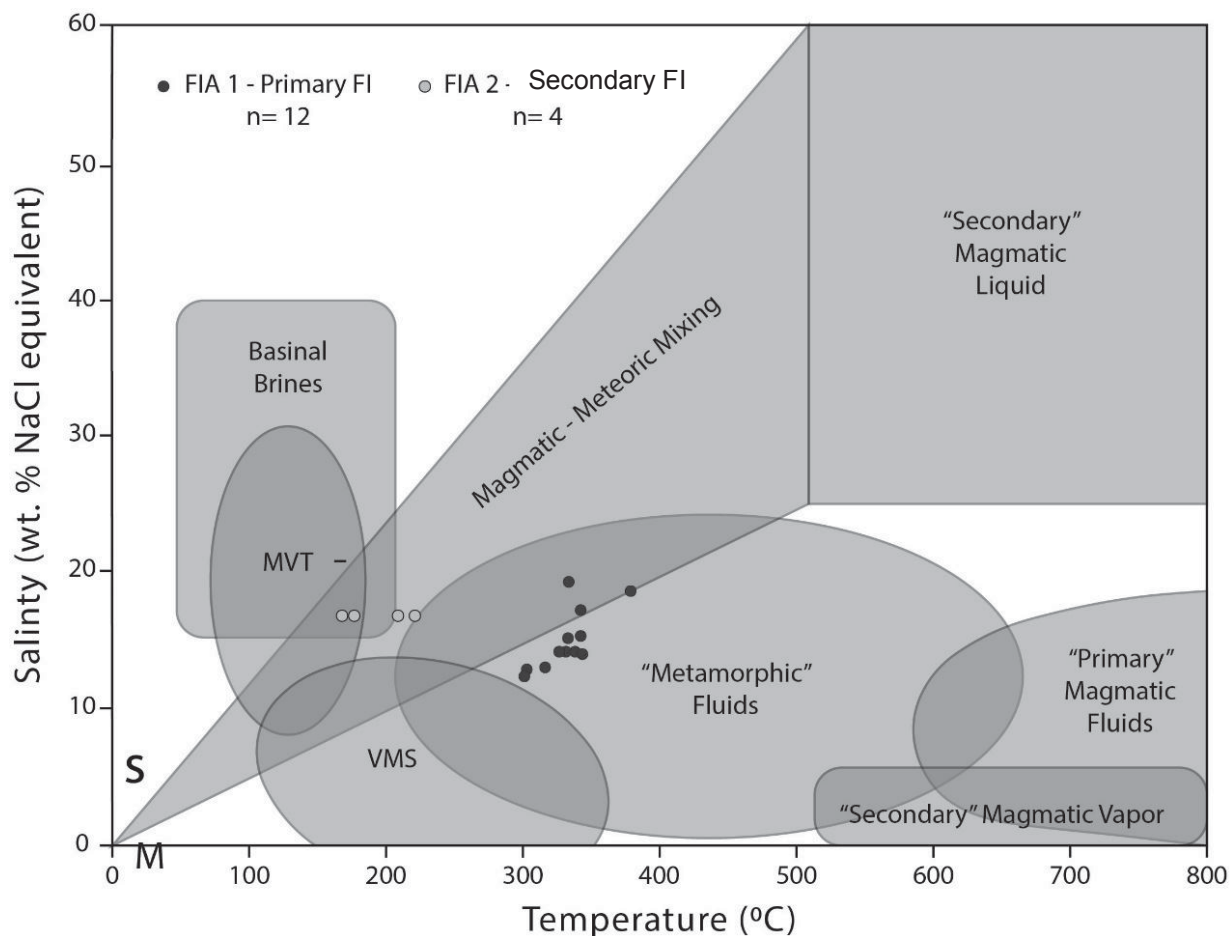


Figura 45 – Temperature-salinity cross-plot, showing distribution of hydrothermal solutions of different origins (Bodnar 1999), within sin-tectonic Perau Formation quartz veins fluid inclusions salinity-temperature values. MVT and VMS deposits fields was added from Bodnar et al (2014)

Metamorphic fluids evolve from sedimentary fluids through continuous exchange and re-equilibration (Yardley, 2009) and their chemistry are directed related to the protolith being metamorphosed (Yardley and Bodnar 2014). Mississippi Valley-Type Pb-Zn deposits (MVT's deposits, as well Clastic-dominated (CD) or Sedimentary-exhalative (Sedex) deposits (Leach et al. 2005), occurs in sedimentary basins in continental settings and the fluids of these deposits are interpreted as analogue to actual petroleum basis and the relationship with evaporite sequences ("brine-factory") is already understood (Carpenter et al., 1974; Leach et al. 2005; Yardley and Bodnar 2014; Warren, 2016). Furthermore, collisional tectonic could drive mineralizing fluids through thrust belts and cause fluid mobilization over long distances (Leach and Rowan, 1986, Leach et al. 2005), which could be viable during TM1 low-angle event.

The H₂O-NaCl-CaCl₂ system observed on this study, could be explained by evolution of brines in evaporite systems as a result of dolomitization (Warren, 2006).

Furthermore, the high saline inclusions in sin-tectonic quartz veins, related to low-angle thrust tectonic, could be an evidence of mobilization/migration of saline fluids in an environment which was favorable to Pb-Zn Perau ore formation.

Modifications post-ore genesis due to metamorphism could jeopardize the whole comprehension of ore genesis, due to original textures and geometry modification and control. Sometimes, doubts remain about metamorphogenic or metamorphosed deposits (Vokes et al. 2000). However, Perau Formation Pb-Zn deposits have been studied by many authors, highlighting Daitx (1996) works, and has no doubt about its sedimentary origin. The *duchbewegung* texture observed on the Pb-Zn mineralization is a strong indicator that the tectono-metamorphism has a strong influence on ore evolution.

Experimental works from Clark and Kelly (1973, 1974) demonstrate that sulfides, such as galena, sphalerite, pyrrhotite and chalcopyrite, show abrupt plasticity raise with temperature, while limestones remain stable and marble have linear plasticity increment (Figura 46). At TM1 temperature conditions, minimum of 325°C, obtained by fluid inclusions, up to 500-550°C, obtained by staurolite/tremolite paragenesis, carbonate rocks plasticity has little influence by temperature, while galena plasticity still raising. Even at TM2 temperature conditions, minimum of 220°C obtained by fluid inclusions and ~250°C obtained by clumped isotopes, the plasticity gap has relevance.

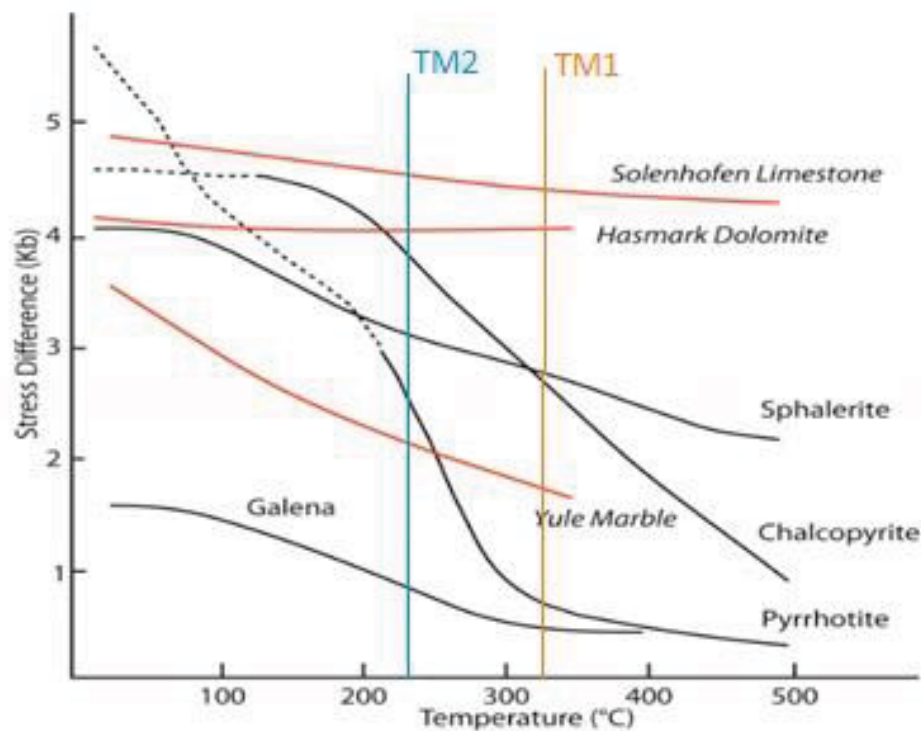


Figura 46 – Galena, sphalerite, calcopyrite and carbonatic rocks deformation resistance vs temperature. Modified from Clark e Kelly (1973) and Kelly e Clark (1974), with TM1 (orange line) and TM2 (blue line) minium temperatures.

Marshall and Gilligan (1989) identify *duchbewegung* texture development either in folding as well in shear context. In the Perau Pb-Zn massive sulfide type, *duchbewegung* texture developed during TM1 low angle shearing/transposition, implied tectonic slicing and sulfide ore mechanical remobilization, with original (i.e. sedimentary) ore body geometry, textures and thickness overprinting.

Posteriorly the ore geometry and textures formed at TM1 were folded during TM2, causing ore concentration at the hinge zone (Daitx 1996). The sulfide concentration and mechanical re-mobilization process during TM2 is observed in thin section (Figura 47), with galena segregation within S2 schistosity on S3 microliths (Figura 47.E, F), as well by mechanical remobilization through S3 axial plane to hinge zones. Fragments formed during TM1 by *duchbewegung*, remain on rotation process during hinge zone migration (Figura 47.A).

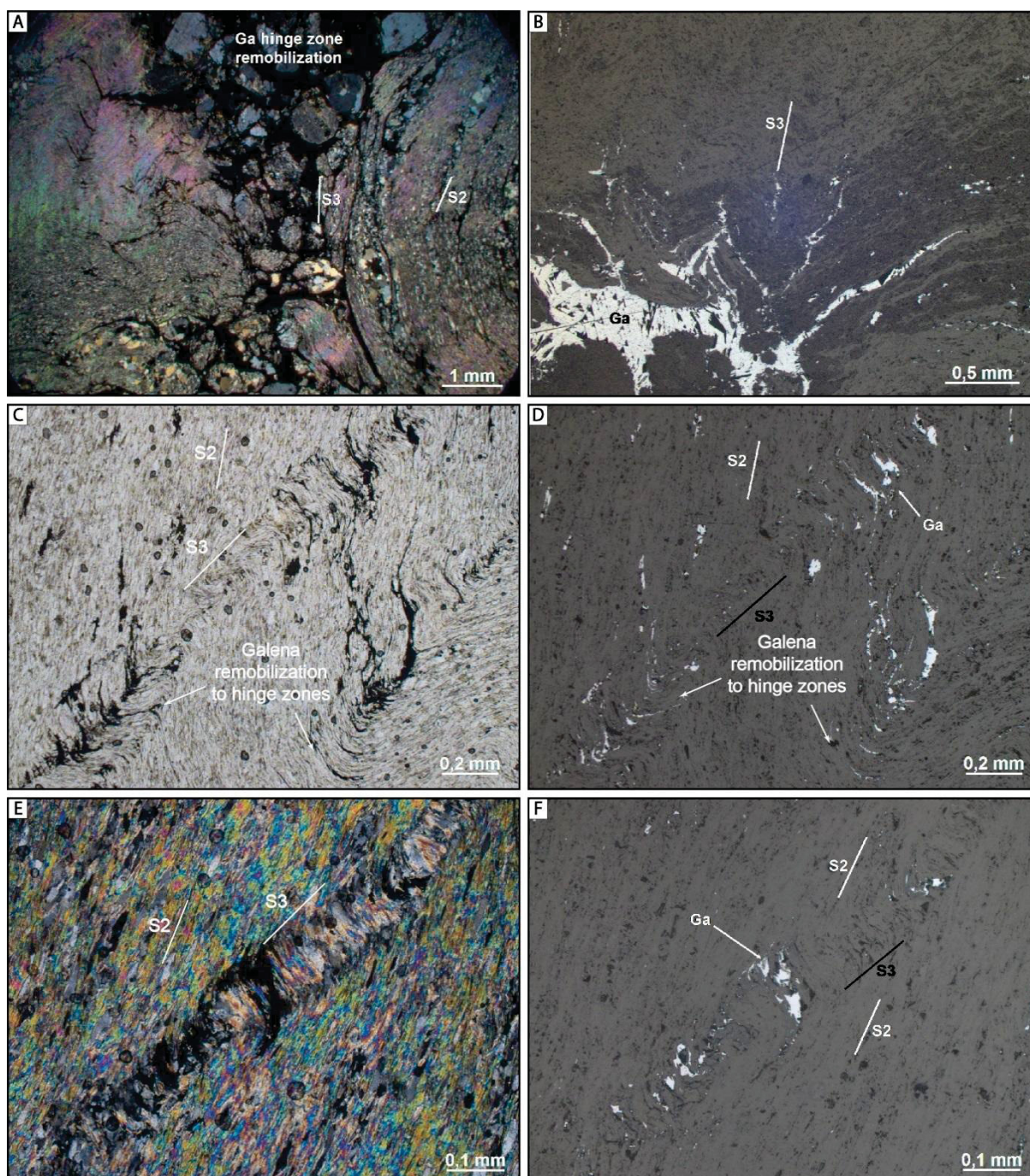


Figura 47 - D3 phase influence of Pb-Zn sulfides mobilization (Per-42B). A) Mechanical remobilization through S3 axial plane cleavages to hinge zones, with *duchbewegung* development by folding. B) Galena mechanical remobilization through S3 crenulation cleavage. RL 2,5x. C, D and F) Galena mechanical mobilization on S3 crenulation cleavage microliths and on crenulations hinge zones. C) PL 5x. D) RL 5x. E) TL 10x. F) RL 10x.

Concentration of a metal in solution increases with Cl concentration and are also temperature dependent (Seward, 1984; Ruaya and Seward, 1986; Heinrich and Seward, 1999b; Williams-Jones and Seward, 1989; Roselle and Baumgartner, 1995, Yardley and Bodnar 2014). The relatively high saline metamorphic fluids obtained during FI analyses indicate that, during TM1 and TM2 events, fluid mobilization could

be important role on sulfide mobilization. The quartz related Pb-Zn sulfide type is and evidence of fluid remobilization during low-angle TM 1 phase, with galena and sphalerite concentration on quartz veins. As well, the discordant sulfide type display galena, sphalerite and (euhedric) pyrite remobilization and precipitation through microfractures, related to TM2.

The sulfide thickness/concentration could be a factor that control deformation style. Disseminate galena show stretching features ("galena-needles") within host-rock mylonitic texture, while massive galena, apparently have coarsening up recrystallization and has no stretching evidence.

Tremolite occurrence is not pervasive on Intermediary Sequence, however is pervasively observed on Pb-Zn host-rock deposits, suggesting higher metamorphic temperatures at the mineralized region This could be explained if the sulfide ore has acted as a better thermal conductor (Robertson, 1988; Robertson & Hemingway, 1995), locally raising isogrades temperature, thus, enabling tremolite development. The sulfide layers affected local shearing and conduction of temperature/heat absorption during TM1, enabling tectonic slices movimentation, and furthering the tremolite development at the host rocks, due to higher heat-flow capacity.

1.20 CONCLUSIONS

The integration of different analytical methods has aid to identify evidences of polyphasic tectono-metamorphic registers, which have notorious influence on Pb-Zn ore. The tectono-metamorphic Perau Formation history involves superimpositon of deformational and metamorphic registers, with mineral fabric and paragenesis development controlled by rheology, chemical availability and stratigraphic-lithologic relationship.

TM1 has developed the mainly fabric and paragenesis observed on Perau Formation sequences, by transposition, recrystallization and shearing, during low-angle tectonic related to thrust faults. TM2 has regionally folded TM1 fabric, developing crenulations and solid-state re-ordering, such as undulose extinction. Theses folds are formed by high angles transcurrent shear zones, such as Ribeirão Grande SZ and Olho d'Água SZ that has tectonic compartmentalized Perau Fm.

Carbonate-silicate rocks Δ_{47} clumped isotope values have registered TM2 temperature conditions, induced by solid-state re-ordering of TM1 fabric, showing

temperatures of $\sim 250 \pm 30$ °C. These temperatures are compatible to undulose extinction development, below 300 °C., also with secondary fluid inclusions obtained on sin-tectonic quartz vein, which shows homogenization temperatures of 220 ± 47 °C.

The primary fluid inclusion, as well secondary, displays post-trappment modification features, such as necking-down and stretching, which suggest that the inclusions have been re-equilibrated and do not show the exactly metamorphic peak. However, the mode of Th's ($= 325 \pm 27$ °C) could be interpreted as the minimum temperature of vein formation, as well TM1 minimum temperature condition.

The relatively high saline fluid, with salinity between 15 and 20% NaCl eq. suggest that sulfide fluid mobilization during metamorphism could be an important ore modifier, which is corroborated by TM1 quartz veins associated with galena, sphalerite and pyrite. This salinity also suggests a sedimentary saline condition.

Duchbewegung was the mainly texture observed in the Pb-Zn sulfide ore of Perau Mine, developed during TM1, the mainly event that have modified and obliterated original geometry and sedimentary aspects. The presence of *duchbewegung* textures implies on total or partial obliteration of sedimentary textures related to ore formation. The metamorphic and deformational registers obtained by structural, petrotectonic, fluid inclusion and clumped isotope support interpretations that Perau Pb-Zn deposits have an important tectonic conditioner, which must be taken into account during exploration and prospecting works.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho confirmou positivamente que os eventos tectonometamórficos influenciaram no desenvolvimento de texturas e estruturas observadas no minério de Pb-Zn da Mina do Perau. Estas texturas e estruturas, por sua vez, implicam em modificações das condições originais dos níveis mineralizados, ou seja, estruturas e geometria sedimentares, as quais foram totalmente a parcialmente sobrepostas pelo metamorfismo e deformação. A quantificação mais precisa do grau da modificação e controle tectônico merece estudos mais aprofundados, os quais envolvem estudo do minério *in-situ* nas galerias assim como de todo contexto das rochas da Formação Perau, principalmente por meio de sondagens.

A metodologia aplicada neste trabalho envolveu integração de diversos métodos a fim de avaliar registros tectônicos e metamórficos e integrá-los com dados passivos de serem observados em campo. Métodos de detalhe como inclusões fluidas e isótopos agrupados de C&O são potentes ferramentas, que embasados contexto geológico bem fundamentado, podem fornecer importantes resultados que auxiliam na resolução determinado problema levantado, mas aplicados de forma individual e localizada, podem fornecer dados de difícil integração. A integração de métodos isotópicos, petrográficos, litogeoquímicos, composição de fluidos, assim como, e fundamentalmente, análise em campo, permitiu a melhor compreensão eventos tectono-metamórficos no contexto da Formação Perau e dos níveis mineralizados de Pb-Zn.

REFERÊNCIAS

- Albee, A. L. (1968). Metamorphic zones in northern Vermont. *Studies of Appalachian geology, northern and maritime*, 329-341.
- Appoloni, C.R., Fernandes, C.P., Rodrigues, C.R.O., 2007. X-ray microtomography study of a sandstone reservoir rock. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. A* 580,629–632.
- Baker, D.R., Mancini, L., Polacci, M., Higgins, M.D., Gualda, G.A.R., Hill, R.J., Rivers, M., 2012. An introduction to the application of X-ray microtomography to the three dimensional study of igneous rocks. *Lithos* 148, 262–276.
- Barbour, A. P., & de Oliveira, M. A. F. (1979). Pb, Zn, Cu e Ba do distrito do Perau: modelo sedimentar para sulfetos do Vale do Ribeira. *Boletim IG*, 10, 97-119.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Basei, M.A.S.; Siga JR., O.; Kaulfuss, G. A.; Cordeiro, F.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, FORMATION. J.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.M.; Reis Neto, J. M. 2003. Geochronology and isotope geology of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: IV South American Symposium on isotope geology – SSAGI, 4. Anais... Salvador: v. 2, p. 501-504.
- Bigarella, J. J., & Salamuni, R. (1958). Estudos preliminares na Série Açungui VIII—A Formação Votuverava. *Boletim do Instituto de História Natural, Curitiba*, 2, 1-6.
- Bigarella, J. J., & Salamuni, R. (1958). Estudos preliminares na Série Açungui VIII—A Formação Votuverava. *Boletim do Instituto de História Natural, Curitiba*, 2, 1-6.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., & Steele-MacInnis, M. (2014). 13.5—Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on Geochemistry*, Second Edition 1st edn. Elsevier, Oxford, 119-142.
- Bodnar, R.J. Re-equilibration of fluid inclusions. In I. Samsom, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Can., Short Course ser. 32, 9-53. 2003.
- Bodnar, R.J.(1999) Hydrothermal Solutions. in *Encyclopedia of Geochemistry*, C.P. Marshall and Fairbridge eds., Kluwer Academic Publishers, Lancaster, pp. 333-337.
- Bonifacie M., Calmels D., Eier J.M., Horita J., Chacutau C., Vasconcelos C., Agrinier P., Katz A., Passey B.F., Ferry J.M., Bourrand J.J. 2017. Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350°C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe) CO₃ carbonates. *Geochimica et cosmochimica acta*. 200:255-279.

Brand FORMATION.A., Assnov S.S., Coplen T.B. 2010. Corrections for the 17O interference in the $\delta^{13}\text{C}$ measurements when analyzing CO_2 with stable isotope mass spectrometry. *Pure and appl. Chemistry*. 82: 1719-1733.

Brand FORMATION.A., Assnov S.S., Coplen T.B. 2010. Corrections for the 17O interference in the $\delta^{13}\text{C}$ measurements when analyzing CO_2 with stable isotope mass spectrometry. *Pure and appl. Chemistry*. 82: 1719-1733.

Burke, E. A. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1-4), 139-158.

Came R.E., Azmy K., Tripathi A., Olanipekun B.J. 2017. Comparison of clumped isotope signatures of dolomites cements to fluid inclusion thermometry in the temperature range of 73-176°C. . *Geochimica et cosmochimica acta*. 199:31-47.

Campanha, G. A. C., Faleiros, F. M., Basei, M. A. S., Tassinari, C. C. G., Nutman, A. P., & Vasconcelos, P. M. (2015). Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. *Precambrian Research*, 266, 530-550.

Campanha, G. A. D. C. (1991). Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Carpenter, A. B., Trout, M. L., & Pickett, E. E. (1974). Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead-and zinc-rich oil field brines in central Mississippi. *Economic Geology*, 69(8), 1191-1206

Clark, B. R., & Kelly, W. C. (1973). Sulfide deformation studies; I, experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2,000 bars and 500 degrees C. *Economic Geology*, 68(3), 332-352.

Cury, L.F.; Kaulfuss, G.A.; Siga Jr, O.S.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geol. USP, Sér. cient., São Paulo*, v. 2, p. 95-108.

Daitx, E.C. & Venusso, G.C. 1992. Geologia preliminar da jazida Canoas (Pb-Zn-Ag-Ba), Vale do Ribeira, PR. In: Congr. Bras. Geol., 37°, São Paulo, Soc. Bras. Geol., Bol. Res. Expandidos, v. 1:253-255.

Daitx, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), se nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 453 p

Daitx, E.C.; Bettencourt, J.S.; Zanardo, A. 1992. Metatufos traquíticos na área da mina Perau (Vale do Ribeira, PR): significado geológico e importância na gênese dos corpos sulfetados (Pb-Zn-Cu-Ag-Ba). In: Congr. Bras. Geol., 37°, São Paulo, Soc. Bras. Geol., Bol. Res. Expandidos, v. 1:255-256.

de Almeida, F. F. M., & Hasui, Y. (1984). O pré-cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher.

de Oliveira, M. A. F., Maniesi, V., Teixeira, W., & Daitx, E. C. (2002). Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos grupos açungui e setuva na porção sul da faixa ribeira. *Geologia USP. Série Científica*, 2, 161-170.

Dennis K.J., Affek H.P., Passey B.H., Schrag D.P., Eiler J.E. 2011. Defining an absolute reference frame for 'clumped' isotope studies of CO₂. *Geochimica et cosmochimica acta*. 75:7117-7131.

Ebert, H.D. 1987. Petrographische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado - Aufwölbung in Se-Paraná, Brasilien. Tese de Doutorado. Univ. Techn. Clausthal, Clausthal, 257 p.

Ebert, H.D.; Hasui, FORMATION.; Quade, FORMATION. 1988. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região da mina do Perau, Vale do Ribeira - PR. In: Congr. Bras. Geol., 35º, Belém, Soc. Bras. Geol., Anais, v. 5:2318-2331.

Eiler J.M. 2006. A practical guide to clumped isotope geochemistry. *Goldschmidt Conference Abstract*. A157.

Eiler J.M. 2007. "Clumped-isotope" geochemistry – The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. *Earth and Planetary Science Letters*. 262:309-327.

Eiler J.M. 2011. Paleoclimate reconstruction using carbonate clumped isotope thermometry. *Quaternary Science Reviews*.

Faleiros, F. M. (2008). Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR) (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Faleiros, F.M. 2003. Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146p.

Fedalto, G.; Cury, L.F.; Ferreira, F.J.F. 2016. Integração geofísico-geológico da região entre Tunas do Paraná e Adrianópolis, Vale do Ribeira, Paraná. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto, 6p.

Fleischer, R. 1976. A pesquisa de chumbo no Brasil. In: Congr. Bras. Geol., 29º, Ouro Preto, Soc. Bras. Geol., Anais, v. 1:19-32.

Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. 2012. Raman spec- Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geochem. Exp.*, 112:1-20

Fritzsos Jr., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: Congr. Bras. Geol., 32º, Salvador, Soc. Bras. Geol., Anais, v. 3:987-1001

Ghosh P., Adkins J., Affek H.P., Balta B., Guo W., Schauble E.A., Schrag D., Eiler J. 2006. ^{13}C - ^{18}O bonds in carbonate minerals: A new kind of paleothermometer. *Geochimica et cosmochimica Acta* 70: 1439-1456.

Goldstein, R.H & Reynolds, T.J. 1994. Systematic of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society for Sedimentary Geology Short Course 31, 199 p.

Goldstein, R.H. 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samsom, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Can., Short Course ser. 32, 9-53.

Goodfellow J.D. & Lydon J.W. 2007. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. In: Goodfellow WD (ed.) *Mineral Deposits of Canada – A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, pp. 163–184. Ottawa, ON: Geological Association of Canada.

Guidotti, C. V., Mazzoli, C., Sassi, F. P., & Blencoe, J. G. (1992). Compositional controls on the cell dimensions of 2M 1 muscovite and paragonite. *European Journal of Mineralogy*, 4(2), 283-297.

Hall, D.L., and Wheeler, J.R. (1992) Fluid composition and the decrepitation behavior of synthetic fluid inclusions in quartz. *PACROFI IV Abstract vol.*, p. 39.

Hasui, Y. (2010). A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, 141-169.

Heinrich, C. A., & Seward, T. M. (1990). A spectrophotometric study of aqueous iron (II) chloride complexing from 25 to 200 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(8), 2207-2221.

Horita J. 2014. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite-water-CO₂ to elevated temperatures. *Geochimica et cosmochimica Acta* 129: 111-124.

Huntington K.W., Eiler J.M., Affek H.P., Guo W., Bonifacie M., Yeung L.Y., Thiagarajan N., Passey B., Tripathi A., Daëron M., Came R. 2009. Methods and limitations of ‘clumped’ CO₂ isotope ($\Delta 47$) analysis by gas-source isotope ratio mass spectrometry. *Journal of mass spectrometry*. 44:1318-1329.

Hurai, Vratislav, et al. *Geofluids: Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes*. Elsevier, 2015.

JICA/MMAJ. 1982. Report on Geological Survey of Anta Gorda, Brazil: Phase II. Acordo Coop. Tecn. Brasil-Japão, DNPM/MMAJ, Tokyo, 119 p.

Júnior, O. S., Basei, M. S., Neto, J. R., Machiavelli, A., & Harara, O. M. (1995). O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 26, 69-98.

Kaulfuss, G. A. (2001) Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba-Paraná (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Kelly, W. C., & Clark, B. R. (1975). Sulfide deformation studies; III, Experimental deformation of chalcopyrite to 2,000 bars and 500 degrees C. *Economic Geology*, 70(3), 431-453.

Kerkhof, A.M.V. den, Hein, U. F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, vol: 55, 21p.

Leach, D. L., & Rowan, E. L. (1986). Genetic link between Ouachita foldbelt tectonism and the Mississippi Valley-type lead-zinc deposits of the Ozarks. *Geology*, 14(11), 931-935.

Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D., & Gardoll, S. J. (2010). Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105(3), 593-625.

Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Ross, R. L., Garven, G., & Allen, C. R. (2005). Sediment-hosted Pb-Zn deposits: a global perspective. *Economic Geology*, 100, 561-608.

Marshall, B., & Gilligan, L. B. (1989). Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits; formation and interpretation. *Economic Geology*, 84(8), 2311-2319.

Passchier, C. W; Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag. Second edition. 366 p.

Passey, B. H., & Henkes, G. A. (2012). Carbonate clumped isotope bond reordering and geospeedometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 351, 223-236.

Perrotta, M. M. (1996). Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas.

Piekarz, G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares da pesquisa mineral no núcleo Betara da Formação Perau (PR). In: Congr. Bras. Geol., 33º, Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., Anais, v. VIII:3683-3696.

Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science+Business Media B.V. 1250 p.

Robertson, E. C. (1988). Thermal properties of rocks (No. 88-441). US Geological Survey

Robertson, E. C., & Hemingway, B. S. (1995). Estimating heat capacity and heat content of rocks (No. 95-622). US Geological Survey.

Roselle, G. T., & Baumgartner, L. P. (1995). Experimental determination of anorthite solubility and calcium speciation in supercritical chloride solutions at 2 kb from 400 to 600 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(8), 1539-1549.

Rosenbaum J., Sheppard S.M.F. 1986. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et cosmochimica Acta* 50 (6): 1147-1150.

Ruaya, J. R., & Seward, T. M. (1986). The stability of chlorozinc (II) complexes in hydrothermal solutions up to 350 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 651-661.

Rutter, E. H., & Brodie, K. H. (1995). Mechanistic interactions between deformation and metamorphism. *Geological Journal*, 30(3-4), 227-240.

Ryb U., Lloyd M., Stopler D.A., Eiler J.M. 2017. The clumped-isotope geochemistry of exhumed marbles from Naxos, Greece. *Earth and planetary Science Letters*. 470:1-12.

Salmon, B. C., Clark, B. R., & Kelly, FORMATION. C. (1974). Sulfide Deformation Studies; II, Experimental Deformation of Galena to 2,000 Bars and 400 degrees C. *Economic Geology*, 69(1), 1-16.

Seward, T. M. (1984). The formation of lead (II) chloride complexes to 300 C: A spectrophotometric study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(1), 121-134.

Siga Jr, O., Basei, M. A. S., Sato, K., Passarelli, C. R., Nutman, A., McReath, I., & dos Prazeres Filho, FORMATION. J. (2011). Calymmian (1.50–1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd–Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 301-308.

Siga Junior, O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.

Siga Junior, O. 2009. Lower and upper neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, v. 15, p. 197- 208.

Silva, A.T.S.F da; Francisconi, O.; Godoy, A. M. de; Batolla Júnior, F.; Chiodi Filho, C.; Takahashi, A. T.; Alegri, V.; Ferreira, J. C. G.; Silva, C. R. da; Alves, M. J.; Fraga, J. B. A.; Joaquim, A.; Silva, J. F. da; Macedo, A. B.; Silva, L. A.; Cafundo, J. A.; Fraga, E. B. A.; Oliveira, P. E. P. de; Fernandes, N. A. de; Algarte, J. P.; Addas, FORMATION.; Hama, M.; Ferreira, F. J. F. 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira: Relatório Final. São Paulo: CPRM, 15 v.

Silva, C.R.; Takahashi, A.T.; Chiodi Filho, C.; Batolla Jr., F. 1982. Geologia e mineralizações da região Perau-Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: Congr. Bras. Geol., 32º, Salvador, Soc. Bras. Geol., Anais, v. 3:1024-1036.

Siman-Tov S., Affek P. FORMATION., Matthews A., Aharonov E., Reches Z. 2016. Shear heating and clumped isotope reordering in carbonate faults. *Earth and planetary Science Letters*. 445:136-145.

SKOOG, Douglas A.; HOLLER, F. James; CROUCH, Stanley R. Principles of instrumental analysis. Cengage learning, 2017.

Stopler D.A., Eiler J.M. 2015. The kinetics of solid-state isotope exchange reactions for clumped-isotopes: a study of inorganic calcites and apatites from natural and experimental samples. *American Journal of Science*. 351:363-411.

Takahashi, A. T., Chiodi Filho, C., Silva, C. R., & Batolla Jr, F. (1981). Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Área Ribeirão do Perau.

Taylor H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic geology*. 69:843-883.

Vanko, D. A., Bodnar, R. J., & Sterner, S. M. (1988). Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(10), 2451-2456.

Vityk, M. O., & Bodnar, R. J. (1995). Do fluid inclusions in high-grade metamorphic terranes preserve peak metamorphic density during retrograde decompression?

Vokes, F. M. (1969). A review of the metamorphism of sulphide deposits. *Earth-Science Reviews*, 5(2), 99-143.

Vokes, F. M. (1973). "Ball texture" in sulphide ores. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 95(4), 403-406.

Vokes, F. M., Marshall, B., & Spry, P. G. (2000). Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits: sediments, resources and hydrocarbons. Springer Science & Business Media.

Wang Z., Schauble E.A., Eiler J.M., 2004. Equilibrium thermodynamics of multiplysubstitued isotopologues of molecular gases. *Geochimica et cosmochimica Acta*. 36:129-140

Warren, J. K. (2016). *Evaporites: A geological compendium*. Springer.

Wilcox, R. E., Harding, T. T., & Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *Aapg Bulletin*, 57(1), 74-96.

Williams-Jones, A. E., & Seward, T. M. (1989). The stability of calcium chloride ion pairs in aqueous solutions at temperatures between 100 and 360 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2), 313-318.

Yardley, B. W. (2009). The role of water in the evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 166(4), 585-600.

Yardley, B. W., & Bodnar, R. J. (2014). Fluids in the continental crust. *Geochemical Perspectives*, 3(1), 1-2.

ANEXO 1 – INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DA REGIÃO DAS MINAS DE CANOAS, PERAU E ÁGUA CLARA, VALE DO RIBEIRA, PARANÁ, BRASIL

RESUMO

A integração de dados geológicos e aerogeofísicos na região das minas do Perau, Canoas, Água Clara e Pretinhos, Vale do Ribeira-PR, utilizou como base geológica dados resgatados de projetos históricos realizados pela CPRM na década de 80. Os dados gamaespectrométricos e magnetométricos provêm do Projeto Paraná-Santa Catarina, disponibilizados pela CPRM, em 2011. A área de estudo abrange gnaisses paleoproterozóicos do Núcleo Tigre, rochas metavulcanossedimentares mesoproterozóicas da Formação Votuverava e Perau e granitos neoproterozóicos. A Formação Perau é subdividida em três unidades caracterizadas pela predominância de quartzitos (basal), rochas carbonáticas e calciossilicáticas (intermediária) e xistos (superior), onde são reconhecidas paragêneses sugestivas de um evento metamórfico regional heterogeneamente desenvolvido em diferentes fases, compatível com fácies xisto verde e anfibolito. Apresenta mineralizações de Pb, Zn, Ag (Fe-Cu), tipo-Perau (SEDEX), em horizontes da sequência intermediária, com corpos de sulfetos maciços, observados nas minas do Perau, Canoas 1 e Canoas 2. Para a integração, foi criado um Sistema de Informações Geográficas (SIG), denominado SIG Perau, contendo mapas geológicos, fichas de afloramento com dados petrográficos e estruturais e dados geoquímicos obtidos em levantamentos geológicos das décadas de 80 e 90. Os mapas geofísicos apresentaram uma boa correlação com os dados geológicos, na qual foi possível interpretar zonas de cisalhamento e zonas de alteração hidrotermal que podem colaborar no mapeamento geológico e prospecção mineral na região no Perau.

Palavras-chaves: Mina do Perau; Sistema de Informações Geográficas; Magnetometria; Gamaespectrometria.

ABSTRACT

Geological database acquired from historical projects performed by CPRM in the 80's decade, provides the combined geological and geophysical analyses of Perau, Canoas, Água Clara and Pretinhos mines regions, in Ribeira valley, Paraná State. The geophysical data are related to aero- gamaspectrometric and magnetometric surveys from Paraná-Santa Catarina Project, realized by CPRM in 2011. The study area includes Paleoproterozoic gneiss of Tigre Nuclei, mesoproterozoic metavolcanosedimentary rocks of Votuverava and Perau formation, and Neoproterozoic granites. The Perau formation is subdivided in three units: quartzites (basal), carbonate and calcium-silicate rocks (intermediary) and schist (upper), where are recognized paragenesis from regional metamorphic event developed in different phases, from greenschist to amphibolite facies. The intermediary sequence shows Pb, Zn, Ag (Fe-Cu), Perau-type, mineralization horizons, represented by massive sulfide bodies in Perau, Canoas 1 and Canoas 2 mines. A Geographic Information System (Peraiu GIS) was developed containing geological maps, outcrop reports with petrographic and structural records and geochemistry results obtained in geological surveys from 80 and 90's decades. The geophysical maps show a good correlation with the geological data, providing an interpretation of shear zones and hydrothermal zones that can collaborate in geological mapping and ore prospection in Perau region.

Palavras-chaves: Perau Mine; GIS; Aeromagnetic surveys; Aerogamaspectrometric surveys.

INTRODUÇÃO

Historicamente, o Vale do Ribeira é uma região de interesse econômico em metais básicos como Pb, Zn, Cu, onde são reconhecidas importantes jazidas estratiformes como Perau, Canoas e Água Clara, todas as minas atualmente desativadas. Durante a década de 80 houve importantes trabalhos realizados pela CPRM/DNPM publicado em quinze volumes denominados "*Projeto Integração e Detalhe Geológico na Região do Vale do Ribeira*" (Silva *et al*, 1981).

Para este trabalho, foram resgatados os dados da região da Mina do Perau retirados destes trabalhos, assim como dados de Daitx (1996). Estes dados foram armazenados em um Sistema de Informações Geográficas (SIG), por meio de

técnicas de geoprocessamento, e integrados a dados aerogeofísicos gamaespectrométricos e magnetométricos do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (CPRM, 2011). A integração geológica-geofísica objetiva dar suporte à compreensão do posicionamento tectônico dos depósitos minerais em um contexto regional.

A área de estudo está inserida na região do Perau, ao norte do município de Tunas e ao sul do município de Adrianópolis, no Estado do Paraná (Figura 48). Com saída do município de Curitiba, o acesso à área é feito pela BR-476 até o município de Tunas, percorrendo 73 quilômetros. Para ter acesso a Mina do Perau, deve-se partir de Tunas pela Estrada da Ribeira sentido Adrianópolis e utilizar-se de estradas secundárias, a partir do quilômetro 27 e acessos secundários para as antigas instalações das minas.

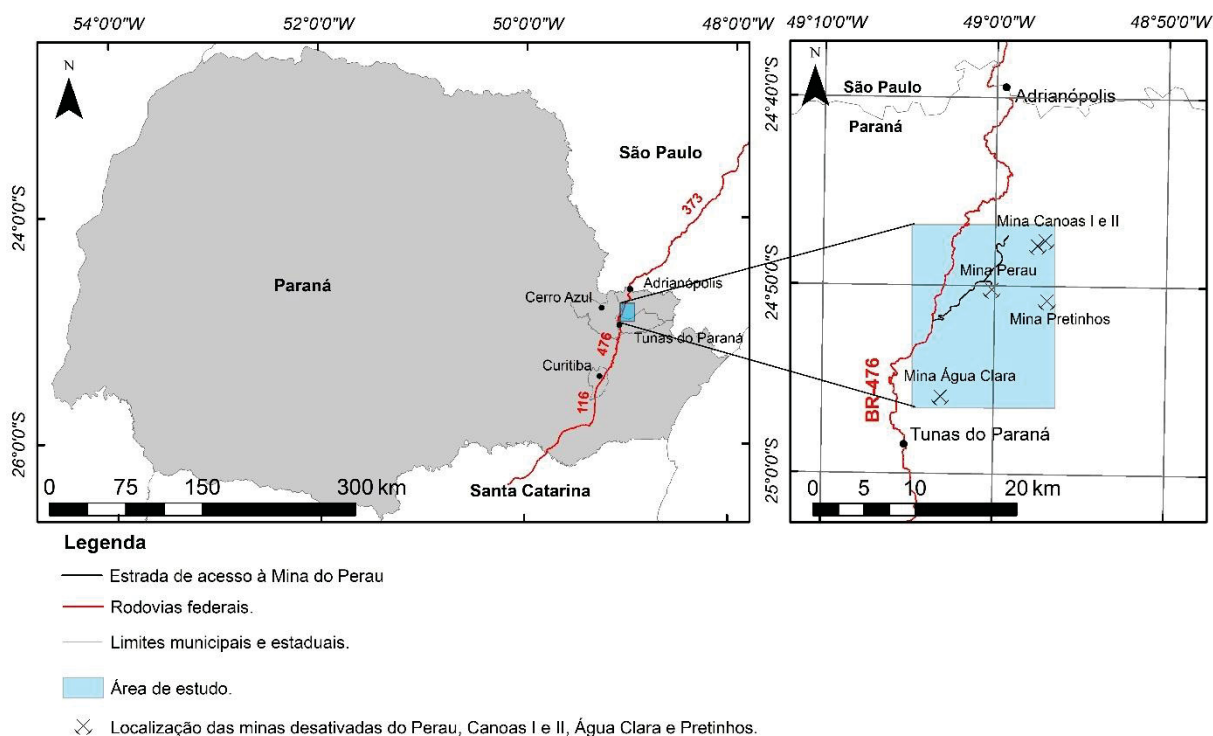


Figura 48 - Localização e acesso à área de estudo. Região da Mina do Perau, Vale do Ribeira, Paraná.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A região do Vale do Ribeira está inserida em um contexto tectônico de amalgamação crustal denominada por Hasui (2010) de Cinturão Ribeira. Siga Jr

(2009) subdivide o pré-cambriano do norte do estado de Santa Catarina, leste do Paraná e sul do estado de São Paulo em quatro terrenos tectônicos: Terreno Paranaguá, Terreno Luís Alves, Terreno Curitiba e Terreno Apiaí. A área de estudo está inserida no Terreno Apiaí, na qual constam rochas metavulcanossedimentares da Formação Perau e Votuverava, rochas do embasamento do Núcleo Tigre, Granito Varginha e diques básicos. (Figura 49). O Terreno Apiaí está em contato a sul com o Terreno Curitiba por meio da Zona de Cisalhamento Lancinha, sendo esta uma zona de cisalhamento de alto ângulo com cinemática destal (Fiori, 1992).

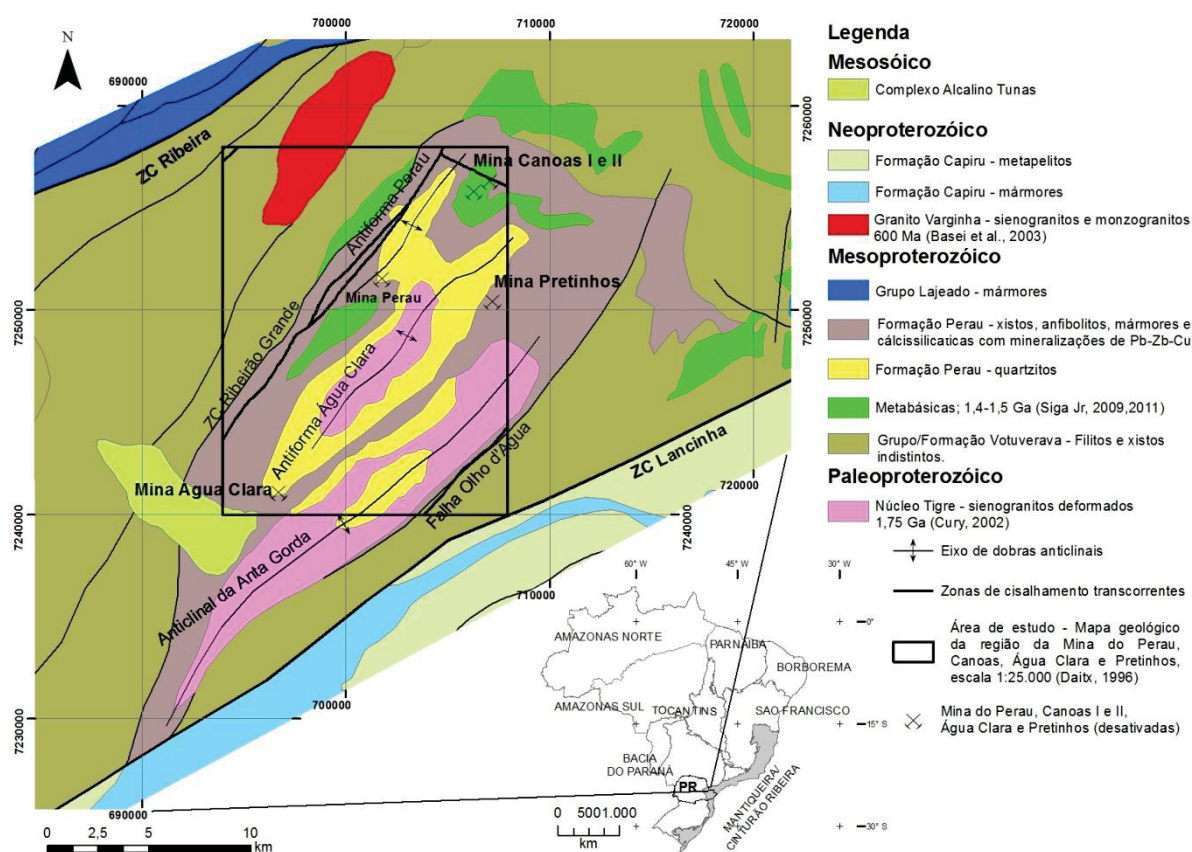


Figura 49 – Principais unidades tectônicas e geológicas da área de estudo. Base geológica utilizada: Folha Curitiba SG-22 escala 1:1.000.000 (GEOBANK/CPRM).

Núcleo Tigre

O Núcleo Tigre é constituído por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos protomilonitizados, milonitizados e ultramilonitizados. Possui idades de formação (U-Pb) de 1,75Ga (Proterozóico Superior) relacionados ao período Estateriano, ou Tafrogênese Estateriana, interpretada como quebra do continente Atlântida (Siga

Junior, 1995; Cury, 2002). Adjacentes aos núcleos ocorrem sequências metavulcanossedimentares da Formação Perau, estas interpretadas como sedimentação em bacia tipo rift (idades entre 1700-1400 Ma datadas em galenas da região da Mina do Perau) (Daitx, 1996).

Formação Votuverava

Neste trabalho, será adotada classificação original da Formação Votuverava de Bigarella & Salamuni (1958b) atualizada com dados geocronológicos recentes. A Formação Votuverava está inserida no Grupo Açungui e é subdividida nos conjuntos Bromado, Coloninha e Saíva (Fiori, 1992; Fiori & Gaspar, 1993).

O Conjunto Bromado é composto de filitos, quartzitos e metaconglomerados, posicionados tectonicamente sobre o Conjunto Coloninha através da Falha do Bromado. O conjunto Coloninha compreende metarenitos, metassiltitos, metarritmitos e metaconglomerados. Já o Conjunto Saíva é composto essencialmente por filitos, metarritmitos, mármore e metamargas, ocorrendo no topo da Formação Votuverava.

Campanha (1991) eleva a Formação Votuverava a Grupo contido no Terreno Apiaí, a qual é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Lancinha e ao norte pelas zonas de cisalhamento Figueiras e Ribeira. Segundo classificação de Faleiros (2008), retirada da Folha Apiaí 1:50.000 (CPRM, 2011), o Grupo Votuverava é constituído por uma sequência essencialmente vulcanossedimentar, com magmatismo básico expressivo, representado na forma de intercalações lenticulares, concordantes com a estrutura primária de metabasitos com idade U-Pb em zircões de 1,4-1,5 Ga (Siga Jr, 2009; 2011). Perrota (1996) subdivide o Grupo Votuverava nas formações Ribeirão das Pedras, Piririca, Nhunguara, Perau e duas unidades de micaxistos e granada micaxistos.

Formação Perau

Daitx (1996) subdivide as rochas da Formação (Complexo) Perau em três sequências, caracterizadas pela: predominância de quartzitos (basal), rochas carbonáticas e calciossilicáticas (intermediária) e xistos e anfibolitos (superior), onde são reconhecidas paragêneses sugestivas de um evento metamórfico regional

heterogeneamente desenvolvido em uma fase tectônica progressiva (Ebert et al., 1988), compatível com fácies xisto verde e anfibolito (Figura 50). A unidade intermediária apresenta níveis mineralizados em sulfetos de Pb, Zn, Cu (Ag), hospedados em rochas calciossilicáticas e carbonáticas.

As mineralizações mais expressivas ocorrem nas minas do Perau, Canoas 1 e Canoas 2, sendo reconhecidas em horizontes da sequência intermediária, com corpos mineralizados de sulfeto maciço localizados estratigraficamente acima de uma camada guia de filito grafitoso e abaixo de uma formação ferrífera bandada com magnetita/sulfetos e barita (Daitx, 1996, Silva et al., 1981). Daitx (1996) descreve os níveis mineralizados na região do Perau (Pb-Zn-Ag-Ba) como leitos de sulfeto maciço, semimaciço e disseminado, encaixados predominantemente em rochas calciossilicáticas e ou micaceocarbonáticas, intercaladas a metacherts. Estudos isotópicos realizados em rochas metabásicas da Formação Perau caracterizam período de formação em torno de 1,5 Ga (Caliminiano), com idades U-Pb obtidas por SHRIMP e ID-TIMS em zircão (Siga Junior et al., 2011).

O modelo sedimentar exalativo, ou *Sedex*, é o mais aceito para os depósitos *tipo*-Perau, sendo comum entre os depósitos deste modelo zonalidade composicional, marcada pelo aumento da razão Zn/Pb a partir do complexo exalativo para o exterior (Daitx, 1996).

O Granito Varginha é composto de sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos com idade U-Pb (TIMS) em zircões de 600 Ma (Basei et al., 2003). Os sienogranitos ocorrem do centro ao nordeste do corpo granítico, composto por quartzo (25-35%), feldspato alcalino (45-55%), biotita (15%) e plagioclásio (5-15%). Na porção sudeste, os sienogranitos apresentam caulnização avançada, tendo na porção sul composição quartzo sienítica. Na porção, centro-sul do corpo, a composição mineral indica quartzo monzonitos (Q=10%; FK=50%; PLAG=35%; BIOT=5-10%) (Dressel, 2013).

Dressel (2013) indica que a estrutura do Granito Varinha é, de maneira geral, isotrópica, com foliação magmática incipiente, devido à fraca orientação de biotitas. Ressalta, também, a existência de bandas de cisalhamento miloníticas (espessuras entre 5 e 30 cm) rúpteis/dúcteis direção E-W/70S e na borda oeste bandas miloníticas dúcteis (1,70 cm de espessura) com veios de quartzo paralelos, com direção ENE-WSW.

Contexto estrutural

A região da mina do Perau compreende uma megantiforma, denominada Megantiforma da Serra do Cadeado (Hasui et al. 1984), a qual expõe em seu núcleo rochas sienograníticas e monzograníticas deformadas do Núcleo Tigre (Siga Jr, 1995; Cury et al, 2002), sobrepostas por rochas metavulcanossedimentares da Formação Perau. Os litotipos do Núcleo Tigre ocorrem geralmente como tectonitos tipo L, SL e L, prevalecendo protomilonitos sobre milonitos, blastomilonitos e filonitos (Ebert et al. 1988; Cury et al., 2002).

A passagem das rochas do Núcleo Tigre para a Formação Perau é estruturalmente concordante, envolvendo intercalações de quartzitos e gnaisses xistosos, e zonas filoníticas (Ebert et al., 1988). Para Ebert et al. (1988), a posição atual das rochas metavulcanossedimentares sobre os granitoides deformados é alóctona ou parautóctona, evidenciada pela intensa deformação nas zonas de contato.

Ebert (1987) e Ebert et al. (1988) definem três processos deformacionais principais, a partir de uma mesma fase progressiva, a qual desenvolveram estruturas distintas, geradas simultaneamente. As fases de deformação foram sintetizadas na Tabela 9.

Tabela 9 - Fases de deformação com estruturas associadas compiladas de Ebert et al. (1988).

Fase	Foliação	Lineação	Dobras/Zonas de cisalhamento	de
D1- Fase dúctil geradora das estruturas penetrativas mais antigas.	S1(Sm) – foliação penetrativa, paralela ao bandamento metamórfico e contatos geológicos, com feições de cisalhamento (foliação milonítica)	L1 – tipo A, sub-horizontal a pouco inclinada, de direção NE-SW, associada a crescimento preferencial de minerais e estiramento mineral	F1- dobras recumbentes a inclinadas, intrafoliais, de arrasto, fechadas a isoclinais, a cilíndricas, predominantemente paralelas a lineação L1. Localmente dobras em bainha. Dobram um microbandamento composicional, lentes de quartzo remobilizadas e localmente a foliação S1	
D2- Fase dúctil geradora das estruturas mais salientes que afetam a foliação regional S1	S2 – clivagem de crenulação plano axial. Ocorrem subparalelas a S1, com direção preferencial NE-SW e mergulhos de 45° a 90° para ambos os lados	L2 – Lineação de intersecção de S1 e S2 e lineação de eixo de dobras F2, sub-horizontais e paralelas a L1	F2 – Dobras de dimensões milimétricas a quilométricas, compondo as grandes dobras regionais. Planos axiais verticais, com eixos sub-horizontais, de direção NE-SW.	
D3- Fase dúctil geradora de rede anastomosada de lineamentos (zonas de cisalhamento) regionais	SC- Foliação de cisalhamento com mergulho vertical, associada a zonas de cisalhamento transcorrentes	-	Rotação regional das estruturas anteriores. Geração de zonas de cisalhamento de alto ângulo Lancinha, Ribeira que compartimentam o bloco estrutural, no qual se insere a Formação Perau, e zonas de cisalhamento secundárias, como a ZC Ribeirão Grande.	

Ebert (1987) e Ebert et al (1988) indicam que a fase D1, por meio de processos tectônicos de baixo ângulo tais como cavalgamentos e dobras isoclinais recumbentes, resultou no transporte sub-horizontal e aloctonia dos estratos, o qual alterou espessuras e empilhamento estratigráfico original. As fases D2 e D3, principalmente D3, adicionalmente dificultaram a relação estratigráfica, colocando diferentes unidades lado a lado através de movimentos transcorrentes acompanhados de rejeitos verticais.

Segundo Daitx (1996) as estruturas rúpteis não apresentam grande importância no modelo estrutural da área Perau, excetuando a zona de cisalhamento Ribeirão Grande, posicionada cerca de 1 km a noroeste da jazida Perau (JICA/MMAJ, 1982; Ebert, 1987). Nas imediações dessa estrutura, com direção geral NE-SW, as rochas do Complexo Perau encontram-se fortemente inclinadas, com mergulhos entre 50° e 80°.

JICA/MMAJ (1982) indica através de levantamentos gravimétricos um provável rejeito vertical superior a 1 km para o bloco situado a noroeste dessa estrutura, em relação à área da mina Perau. Daitx (1996) salienta uma fase de falhas subverticais apresentando deslocamentos verticais inferiores de poucos metros.

Na área da jazida do Perau ocorre grande número de pequenas falhas subverticais com direção preferencial N45°-70°E e caimento para NW ou SE, com deslocamentos verticais que não ultrapassam um metro. Na região da Mina de Canoas, falhamentos subverticais provocam deslocamentos laterais e verticais de ordem métrica a hectométrica, com reflexos diretos na pesquisa e na lavra dos corpos mineralizados. Há dois sistemas principais de falhamentos, com direções gerais N50°-70°E e N60°W, sendo este último aparentemente mais jovem (Daitx 1996).

Geoprocessamento dos dados geológicos

Os dados geológicos foram resgatados dos mapas geológicos escala 1:10.000 e 1:25.000 de Silva et al. (1981) e Daitx (1996), digitalizados e armazenados em meio SIG (SIG Perau), por meio do *software* ArcGis 9.3. As técnicas de geoprocessamento aplicadas no resgate consistiram na digitalização dos mapas originais em formato *raster* para georreferenciamento e vetorização em *shapefiles* dos elementos gráficos do mesmo. Foram resgatados, do volume de dados do relatório da CPRM/DNPM, 298 fichas com descrição de afloramentos (com dados estruturais e petrográficos georreferenciados), tabelas geoquímicas semi-quantitativas, diagramas estereográficos de dados estruturais, imagens de localização e fotografias de afloramentos e do interior da galeria da Mina do Perau.

Os mapas geológicos foram georreferenciados pelo *datum* Córrego Alegre e, para integrá-los com os levantamentos aerogeofísicos, projetadas no *datum* WGS 84. Os elementos vetoriais são representados por unidades geológicas (polígonos/áreas), contatos geológicos, falhas, dobras (linhas) e atitudes de camada, localização das galerias da Mina do Perau (pontos). Posteriormente, as tabelas geoquímicas e as fichas de afloramento foram digitalizadas em tabelas (.x/sx) e inseridas no SIG Perau como um *shapefile* (.shp) de pontos.

Origem e processamento dos dados aerogeofísicos

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram cedidos pela CPRM do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina, o qual recobre o leste dos estados do Paraná, Santa Catarina e sul de São Paulo. O levantamento tem altura de voo fixa de 100 m sobre o terreno e com linhas de voo espaçadas a cada 500 m e de controle a cada 10 km, orientadas nas direções N-S e E-W, respectivamente (Tabela 9). Área selecionada para o processamento compreende os limites do mapa geológico de Daitx (1996), escala 1:25.000.

Os dados foram processados e interpolados utilizando o método *bi-grid* e *minimum curvature*, para magnetometria e gamaespectrometria, respectivamente, por meio do *software* Oasis Montaj. Os dados foram integrados utilizando o *software* ArcGis 9.3, por meio da sobreposição de dados *raster* (mapas geofísicos) com dados vetoriais (dados geológicos), e as interpretações foram feitas vetorização linhas e polígonos sobre as anomalias e domínios geofísicos.

Dados gamaespectrométricos

Para eliminar teores negativos dos mapas K, eTh e eU (devido a erros durante a interpolação) foi efetuado micronivelamento para cada elemento. Para tanto, foram somados os valores mínimos absolutos aos máximos para cada elemento a fim de normaliza-los.

A partir dos mapas básicos de K, eTh e eU nivelados, foram gerados mapas ternários RGB (Figura 48). O mapa ternário foi gerado pela associação da associação do sistema de cores RGB, sendo R=potássio (%), G=urânio (ppm) e B=tório (ppm).

Por meio da análise qualitativa foi confeccionado um mapa litogeofísico discriminando domínios gamaespectrométricos que consideram a proporção relativa entre o K, eU e eTh. Por fim, os domínios litogeofísicos foram ser integrados à base geológica, afim entender a relação geológica-geofísica.

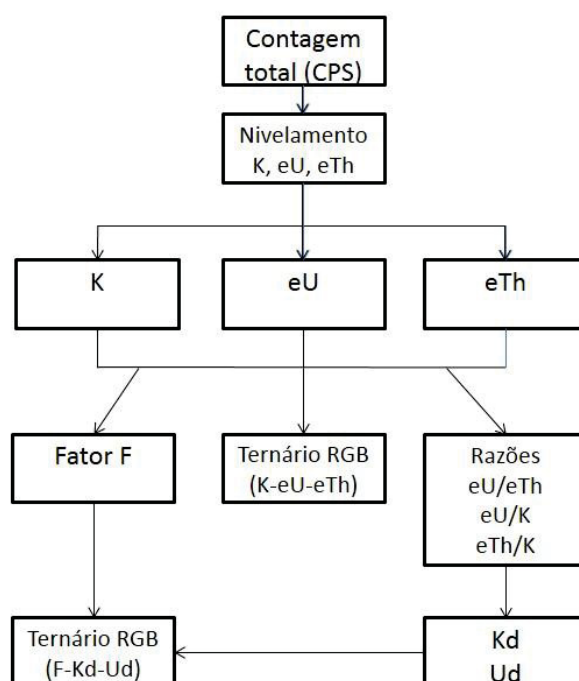


Figura 51- Fluxograma do processamento dos dados gamaespectrométricos

Dados magnetométricos

Sobre o CMA foi utilizado filtro passa-baixa (*low pass filter*) de 500 m e feito micronivelamento de 30 nT, com intuito de eliminar ruídos (fontes rasas) e equalizar valores positivos e negativos. O CMA foi reduzido ao polo (RTP), a fim de reduzir a bipolaridade das fontes magnéticas e posicionar as amplitudes máximas das anomalias sobre o centro de suas fontes, de modo a facilitar a interpretação dos dados magnéticos (Figura 52). Sob o CMA-RTP optou-se por realizar continuação de voo (*upward continuation*) de 200 metros, para realçar estruturas mais profundas e eliminar ruídos de fontes rasas.

Tabela 10 - Parâmetros utilizados no processamento para reduzir o Campo Magnético Anômalo ao polo. Método de Redução ao Polo (RTP).

Objeto	Pr	ata	D média	Co ordenada central da área	D eclinação	In clinação	édia altitude	M da	In clinação para correção de amplitude
		de aquisição							
R-SC	P	/07/2010	15	49° W; 24°50' S	- 18,87o	- 34,75°	0 m	77	- 54.25°

Os principais filtros de realce aplicados ao CMA-RTP foram a Inclinação do Sinal Analítico (ISA) de Miller & Singh (1994), a Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT), de Ferreira et al. (2010, 2013) e Signum de segunda ordem (*Signum transform*) de Souza & Ferreira (2012).

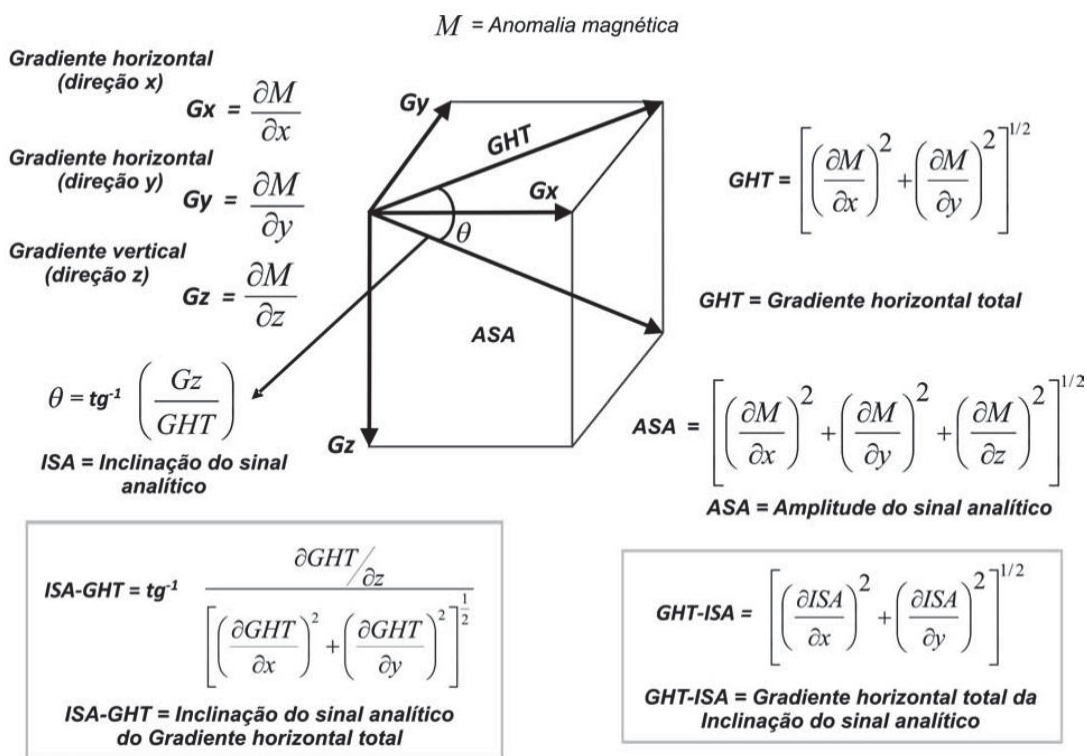


Figura 52 - Métodos de realce utilizados para análise semiquantitativa. Retirado de Castro et al. (2014) e Ferreira et al. (2013).

A ISA permite detectar centros de corpos de estruturas magnéticas, a ISA-GHT define melhor resolução das bordas dos corpos devido à equalização do GHT pelo ISA e o Signum de segunda ordem realça os limites de estruturas onde as fontes causativas são representadas por valores positivos. Este método consiste na normalização da derivada de segundo grau na vertical.

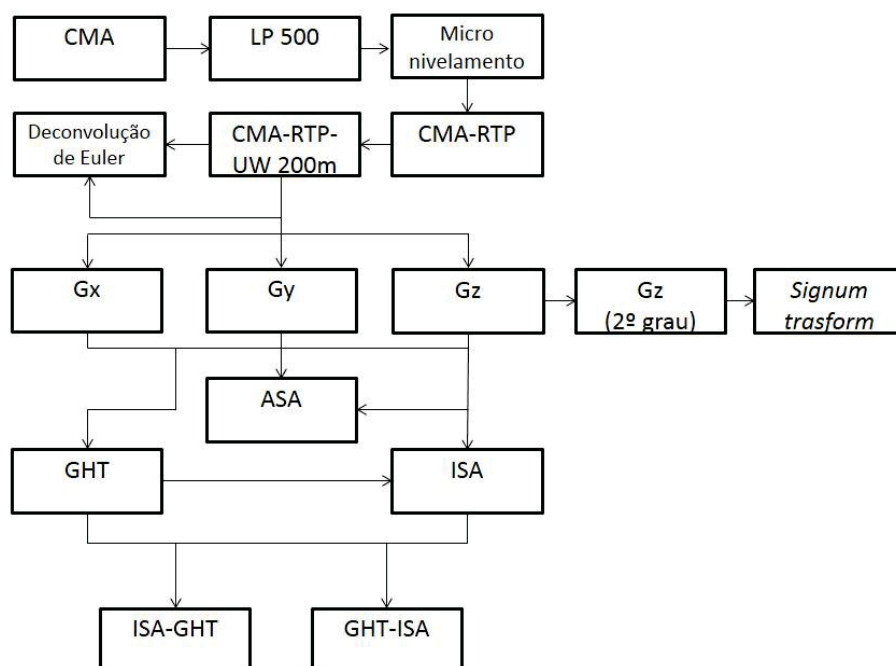


Figura 53 - Fluxograma de processamento dos dados magnetométricos.

Interpretação e integração

A partir dos mapas individuais de K, eU e eTh e ternário RGB (K-eTh-eU) foram definidos, por análise qualitativa e semi-quantitativa, domínios gamaespectrométricos (Figura 54). Os domínios gamaespectrométricos foram definidos visualmente, traçado principalmente com base no mapa ternário e por meio estatístico, considerando os teores relativos entre os elementos. Onde foram separados grupos com de teores de K, eU e eTh alto, médio e baixo. A partir destes domínios foi confeccionado um mapa litogeofísico e então integrados com os dados geológicos (Figura 55).

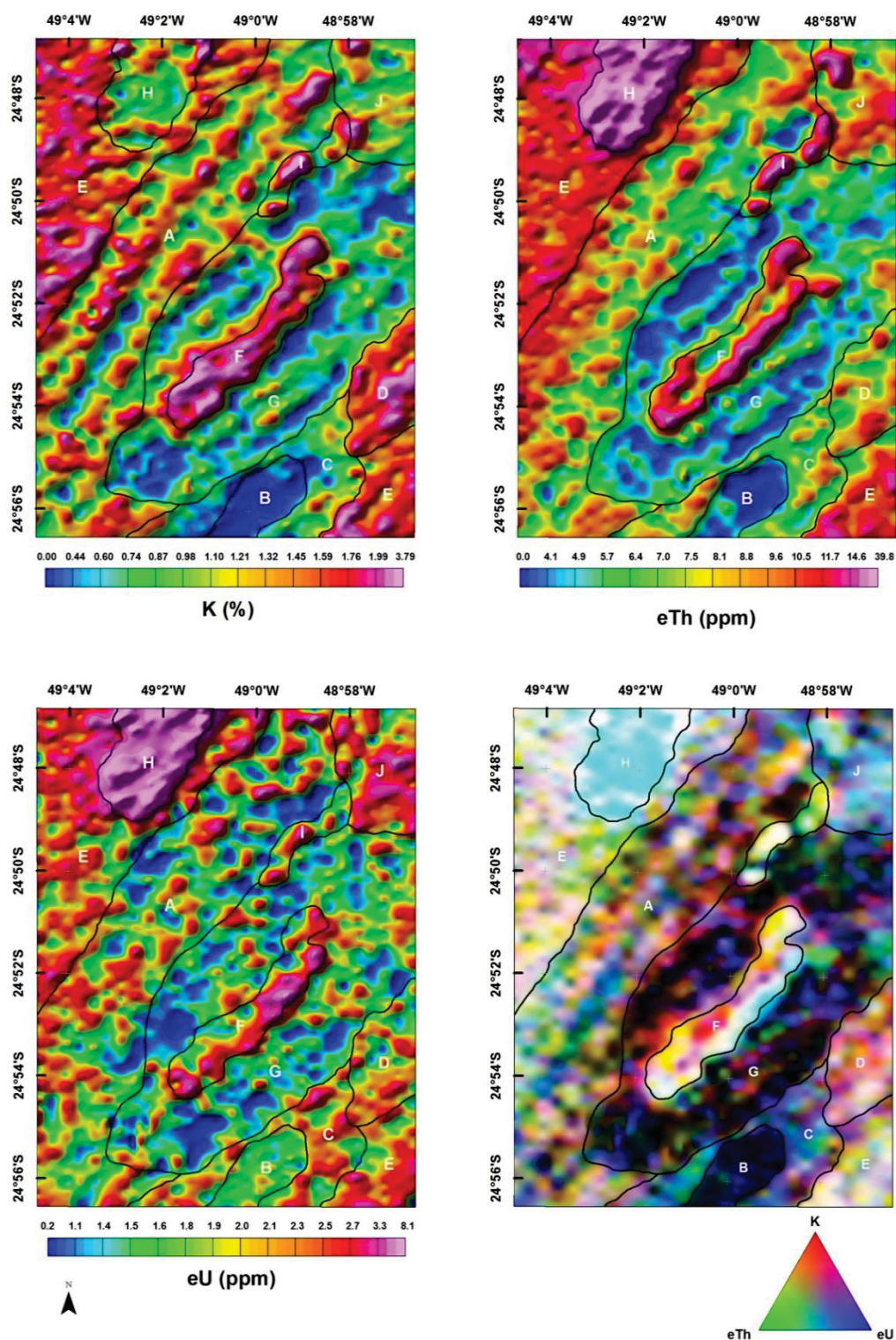


Figura 54 – Mapas de contagem do K, eU, eTh e Ternário RGB. Os polígonos pretos representam os domínios gamaespectrométricos, classificados alfabeticamente de A a K.

O domínio A compreende predominantemente filitos e xistos da Formação Votuverava, em contato com xistos, filitos e anfibolitos intercalados da Sequência superior da Formação Perau. Em decorrência da similaridade litológica e

composicional, não foi possível discriminar as rochas da Formação Votuverava daquelas da Sequência superior da Formação Perau com base na sua assinatura gamaespectrométrica.

O domínio B é composto essencialmente por quartzitos micáceos sobrepostos ao Núcleo Tigre. Os limites deste domínio guardam boa correspondência com o contato geológico dos quartzitos, reflexo do contraste composicional com as rochas sienograníticas do domínio C.

O domínio C é formado principalmente por sienogranitos do Núcleo Tigre, que encerra os quartzitos micáceos do domínio B. Os domínios C e D são litologicamente similares, contudo a discriminação de dois domínios gamaespectrométricos foi calcada nos teores mais elevados do potássio no domínio D.

O domínio E ocorre em dois tratos, um a Noroeste e outro a Sudeste, os quais pertencem a Formação Votuverava e estão separados pela Formação Perau. Tais segmentos são compostos, em sua maioria, por filitos e xistos com intercalações subordinadas de anfibolitos.

O domínio F representa exposição do Núcleo Tigre na porção central da área de estudo, o qual é composto essencialmente por sienogranitos e monzogranitos deformados. Este domínio é claramente evidenciado nos mapas gamaespectrométricos por altos valores de K, eTh e eU.

O domínio G, um dos mais expressivos em área, é caracterizado por baixos teores de K, eTh e eU, reflexo direto da composição litológica. Neste domínio afloram predominantemente quartzitos da Sequência inferior, rochas calciossilcáticas e mármore da Sequência intermediária e, subordinadamente, anfibolitos e xistos da Sequência superior da Formação Perau.

O domínio H reflete o Granito Varginha, composto por sienogranitos, monzogranitos e quartzossienitos. Gamaespectrometricamente é bem delineado por altos teores de eTh e eU. Por constituir um alto topográfico a depleção/migração de K pelo intemperismo é facilitada neste domínio, o que explicaria seus valores médios.

O domínio I é formado por quartzitos, biotita-anfibólio xistos e, localmente, rochas calciossilcáticas e carbonáticas da Formação Perau, conforme a Figura 6. Contudo, diferentemente do domínio G, que apresenta composição litológica semelhante, sua resposta gamaespectrométrica se assemelha à do domínio F, o

qual, por sua vez, é constituído majoritariamente por sienogranitos. Neste caso, é possível que o domínio I reflita sienogranitos não cartografados, o que dever ser objeto de verificações de campo.

O domínio J é composto por sienogranitos do Núcleo Tigre, quartzo-micaxistos e anfibolitos da Sequência superior e, subordinadamente, quartzitos e rochas calciossilicáticas das sequências inferior e intermediária da Formação Perau. Sua resposta gamaespectrométrica parece refletir a predominância de sienogranitos e quartzo-micaxistos.

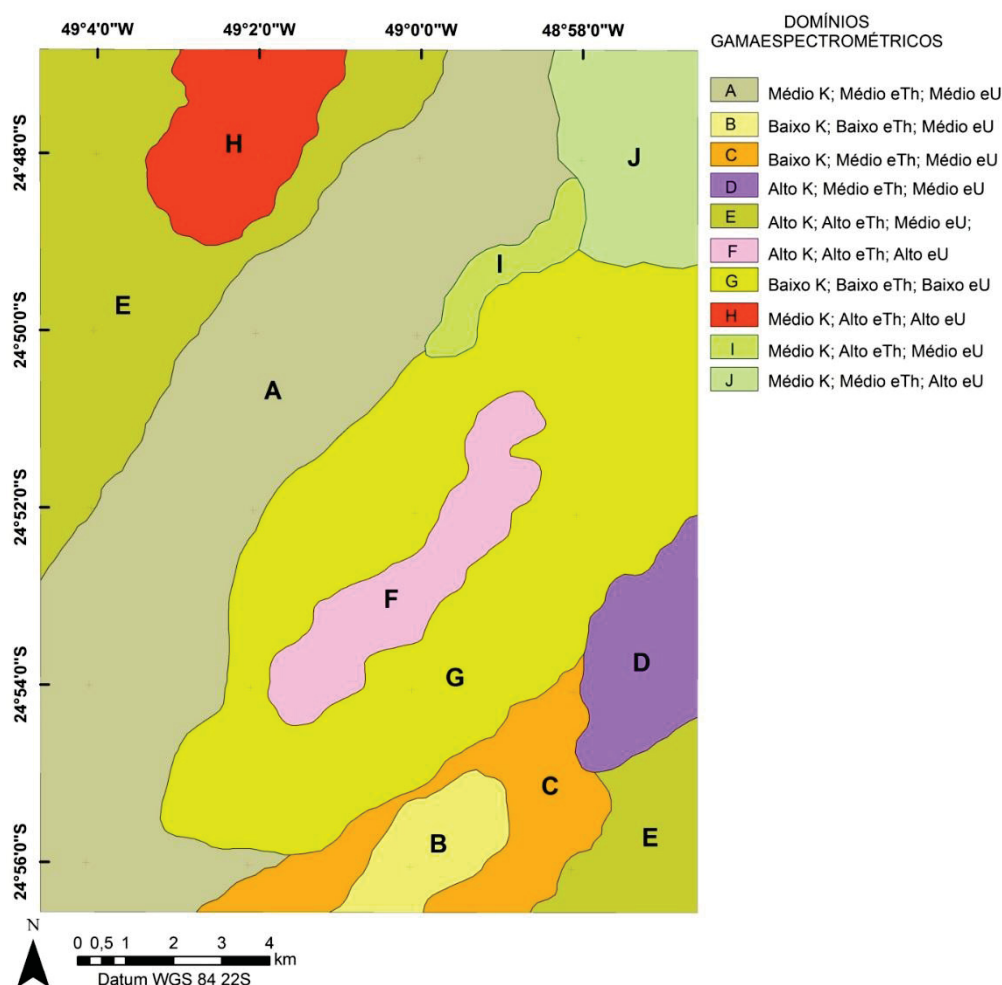


Figura 55 - Mapa litogeofísico apresentando os domínios gamaespectrométricos classificado com relação à intensidade de K, eU e eTh.

Os limites dos domínios litogeofísicos apresentam boa similaridade com o contato das unidades geológicas (Figura 56). O Granito Varginha (domínio H) e Núcleo Tigre (domínio F) são facilmente identificáveis, assim como a unidade quartzito micácea do Núcleo Tigre (domínio B).

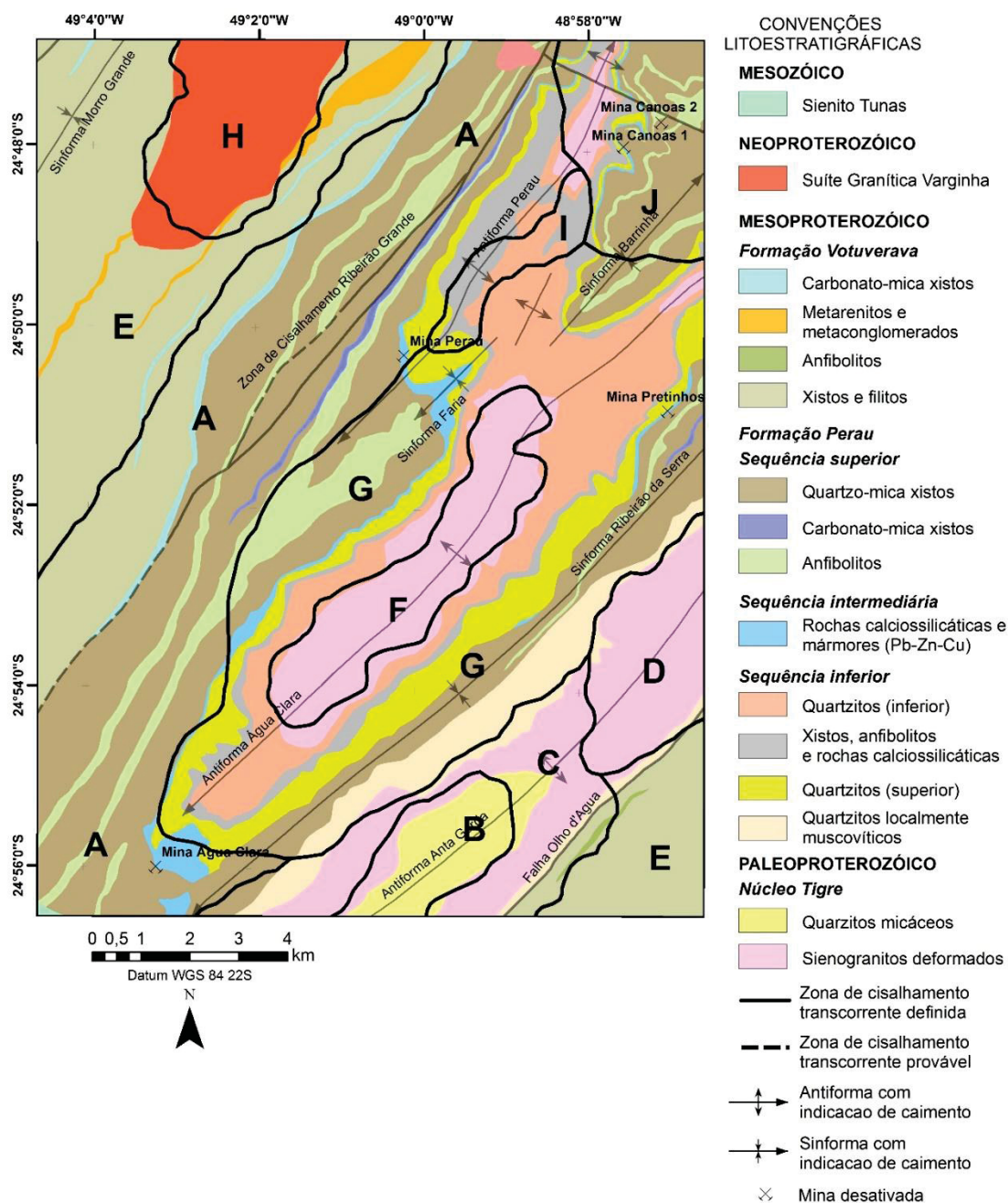


Figura 56 – Domínios gamaespectrométricos, sobrepostos ao mapa geológico modificado de Daitx (1996)

Com base no mapa do campo magnético anômalo, foram delineados domínios, cujas amplitudes foram agrupadas de acordo com a intensidade do sinal magnético. Os domínios apresentam intensidade: (i) muito baixas (A e K); (ii) baixas (B, D e M); (iii) intermediárias (F e J) e (iv) altas (C, E, G, H, I, L e N). A separação dos domínios magnéticos foi meramente visual.

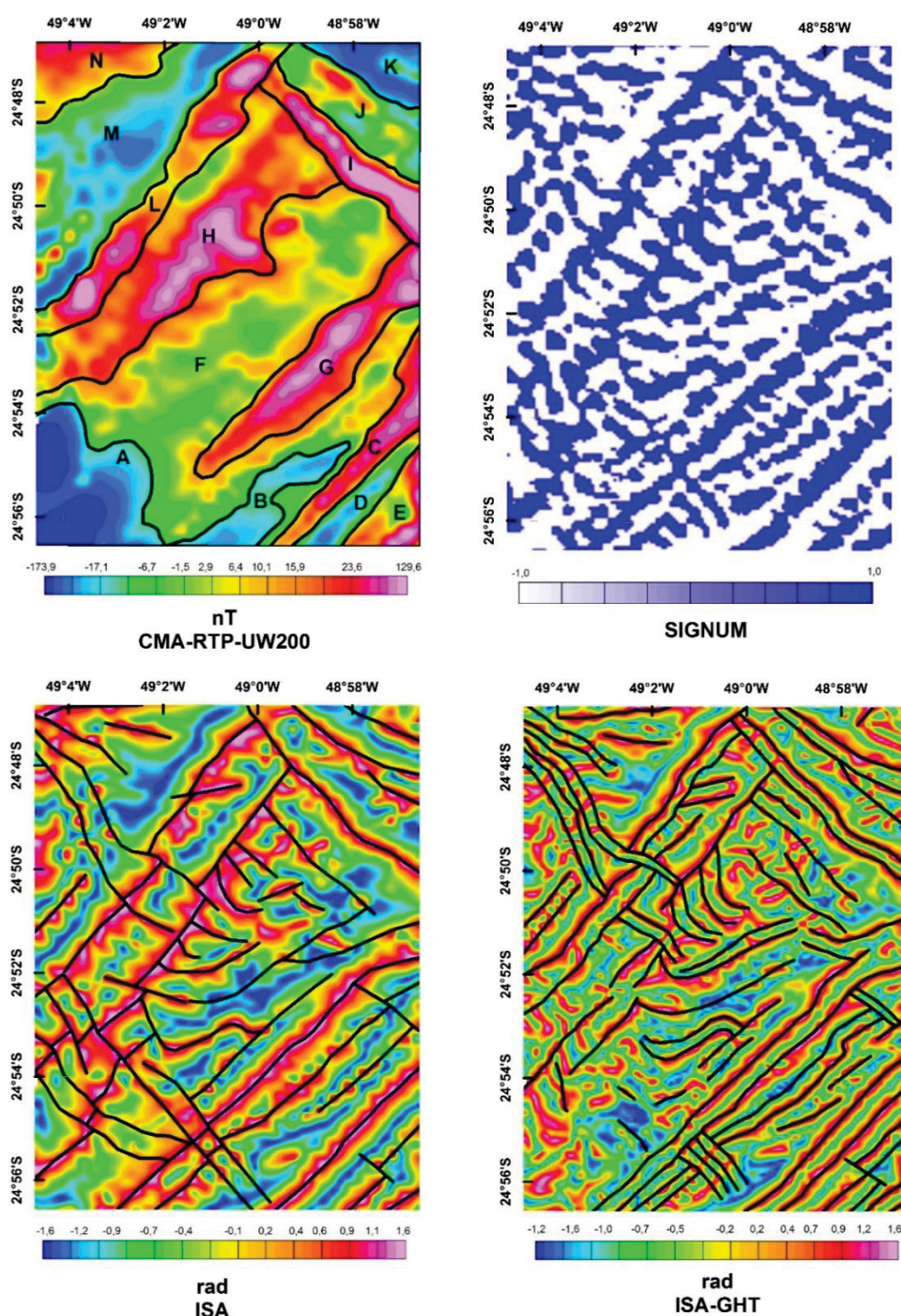


Figura 57 – Mapas do CMA-RTP-UW200, SIGNUM, ISA e ISA-GHT, com domínios magnéticos e traçado dos principais lineamentos magnéticos.

A interpretação conjunta dos mapas de realce permitiu delinear três tendências principais de lineamentos magnéticos: (i) N30-45E, que se reflete nos domínios magnéticos com maiores amplitudes (C, G, H e L, Figura 57.A); (ii) N30W, que na porção Nordeste da área apresenta elevadas amplitudes (Domínio I, Figura

57.A); e (iii) lineamentos flexionados a partir da direção geral Nordeste (e.g. limite meridional do domínio H)

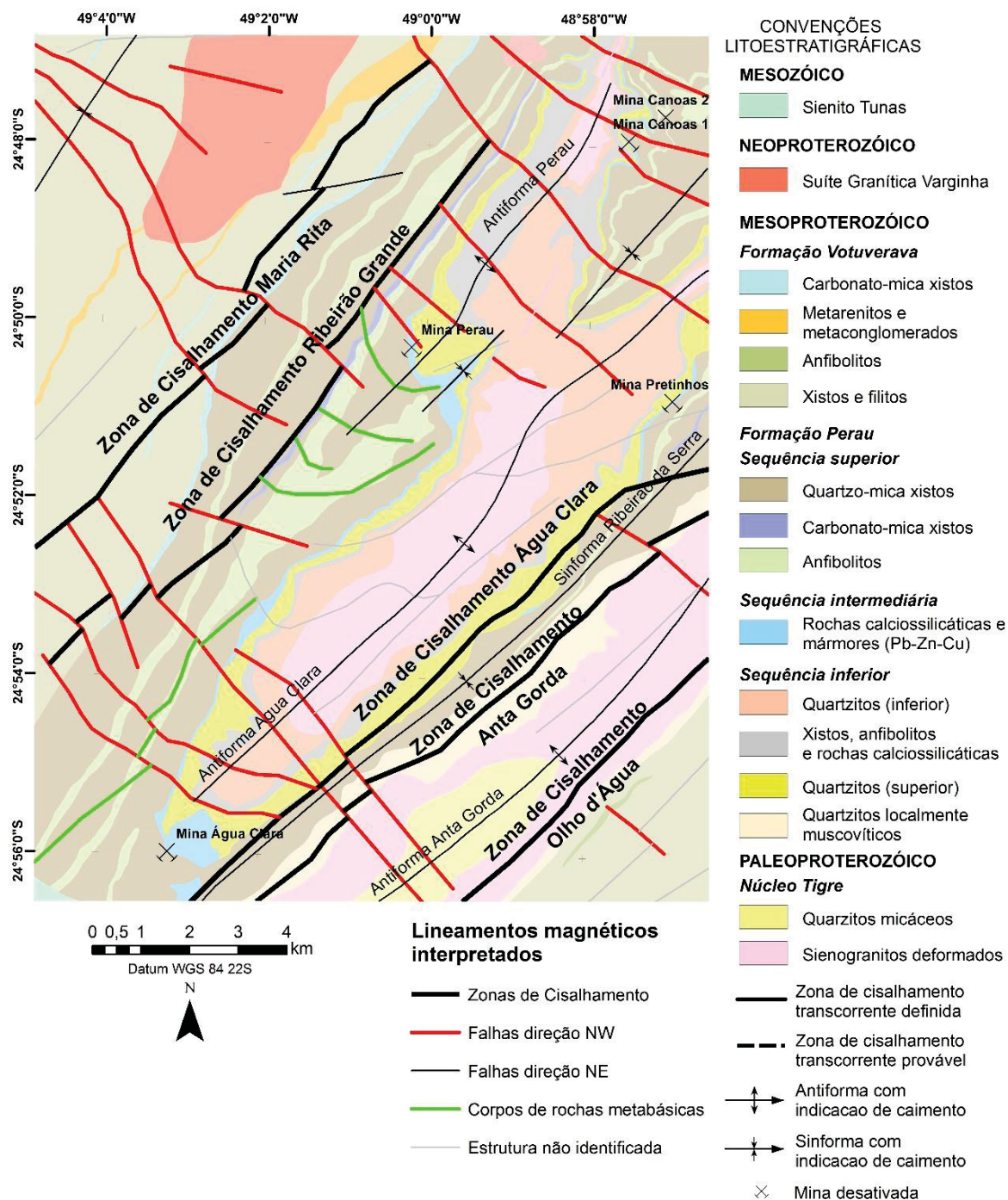


Figura 58 - Mapa com lineamentos magnéticos interpretados e integrados com dados geológicos do Mapa da região das Minas de Canoas, Perau, Água Clara e Pretinhos (Daix, 1996);

Os lineamentos de direção N30-45E foram interpretados principalmente como zonas de cisalhamento (ZC), nomeados, de Noroeste para Sudeste: ZC Maria Rita (aqui proposta), ZC Ribeirão Grande (JICA/MMJA, 1982; Ebert et al., 1988;

Daitx, 1996), ZC Água Clara (aqui proposta), ZC Anta Gorda (aqui proposta), e Olho d'Água (Daitx, 1996). Estas estruturas compartimentam tectonicamente o Núcleo Tigre, Formação Perau e Formação. Votuverava, muitas vezes definindo contatos entre as unidades, como é caso da ZC Olho d'Água e Ribeirão Grande

A ZC Maria Rita baliza o contato entre parte da Formação Votuverava e a Sequência superior da Formação Perau. Esta zona de cisalhamento coincide com os limites dos domínios gamaespectrométricos E e A, embasando a interpretação deste lineamento como um contato tectônico.

A ZC Ribeirão Grande é descrita por Ebert et al. (1988) e Daitx (1996) como zona de cisalhamento transcorrente dúctil de alto ângulo. Esta zona de cisalhamento ocorre paralela ao contato entre rochas metabásicas e xistos na Sequência superior da Fm. Perau. Em seu seguimento meridional mostra-se descontinuada por uma série de falhas direção N30W interpretadas por meio destes mesmos dados magnéticos, e define o contato entre a Sequência superior da Fm. Perau e Votuverava.

Os mapas de realce ISA e ISA-GHT permitiram separar dois lineamentos a partir do domínio magnético G, os quais foram interpretados como as ZC Água Clara e ZC Anta Gorda. A ZC Água Clara limita a Sequência inferior e superior da Fm. Perau, onde nesta porção não aflora a Sequência intermediária. O posicionamento da ZC Anta Gorda mantém-se dúbio, pois não é possível afirmar se esta limita o contato entre o Núcleo Tigre e a Fm. Perau ou o contato entre Sequência inferior e superior da Fm. Perau.

A ZC Olho d'Água coincide com a mesma falha apresentada em mapa por Daitx (1996). Esta ZC representa o contato entre o Núcleo Tigre e a Fm. Votuverava, na porção Sudeste da área.

Os lineamentos direção N30W (em vermelho na Figura 24) foram interpretados como falhas e são posteriores às zonas de cisalhamento direção N30-45E, pois as seccionam com cinemática predominantemente sinistral. Estas estruturas podem estar relacionadas à intrusão diques básicos mesozoicos, os quais são recorrentes nesta região. Contudo, Daitx (1996) salienta a importância de falhas direção NW que deslocam o corpo mineralizado na região da mina de Canoas. Estas falhas, na porção Noroeste da área, mostram-se como alto sinal magnético (domínio I).

Lineamentos flexionados na porção central da área foram correlacionados às rochas metabásicas da Sequência superior da Fm. Perau. Os eixos destas inflexões, de direção N30-45E coincidem com o eixo de dobras regionais, como a antiforma Perau, Anta Gorda e Água Clara. Estas inflexões foram interpretadas como dobras de arrasto relacionadas à ZC Ribeirão Grande, devido àquelas terem suas terminações truncadas nesta.

Análise geomorfológica

A distribuição gamaespectrométrica resulta de variações litológicas e de processos supérgenos relacionadas a variações topográficas, as quais implicam em diferentes espessuras de solo. O reflexo litológico na distribuição do K, eTh e eU fica evidente pela similaridade entre os contatos dos domínios gamaespectrométricos e das unidades geológicas. Secundariamente, as heterogeneidades nos teores dentro dos domínios são devidas a variações no relevo.

Esta característica é evidente no domínio A, em que parte do domínio está contida no vale do Rio Ribeirão Grande, encaixado entre Serra da Maria Rita a noroeste e Serra da Tiriva a nordeste. Os teores de radiação mais elevados (observado principalmente no K e eTh) estão distribuídos na escarpa da Serra da Maria Rita, e os menores teores, na porção central do vale. Esta distribuição é compatível com o modelo de Wilford et al. (1997), que mostra a influência dos processos geomorfológicos na emissão de raios gama, onde regiões com alta declividade apresentam contagens mais elevadas em detrimento a regiões menos declivosas (Figura 59).

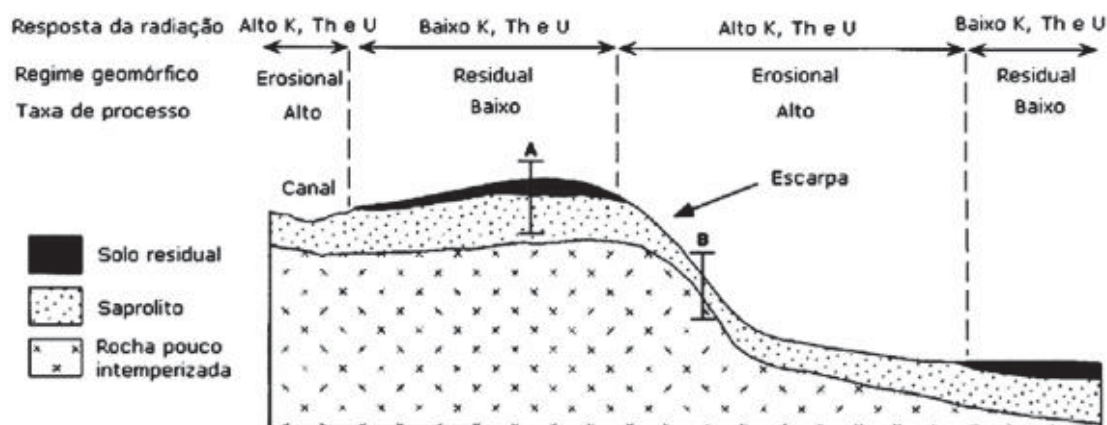


Figura 59- Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Ribeiro et al. 2013).

As Zonas de Cisalhamento de direção N35-45E, interpretadas a partir da magnetometria, atuam como morfoescultores de relevo, as quais condicionam a formação das principais formas de relevo de mesma orientação, como cristas/serras e vales. Estas formas de relevo com orientação preferencial N30-45E representam a resposta em superfície de lineamentos magnéticos observados em profundidade. Desta forma, os fatores estruturais e tectônicos influenciam, indiretamente, na distribuição gamaespectrométrica, no sentido que aqueles condicionam, parcialmente, a formação do relevo.

O fator litológico contribui também para formação do relevo, e consequentemente na distribuição gamaespectrométrica. Observam-se regiões de maior altitude sendo suportadas ora por quartzitos, a sudeste, e ora pelo Granito Varginha, a Noroeste da área, o que implica em um condicionante litológico para a formação de relevo.

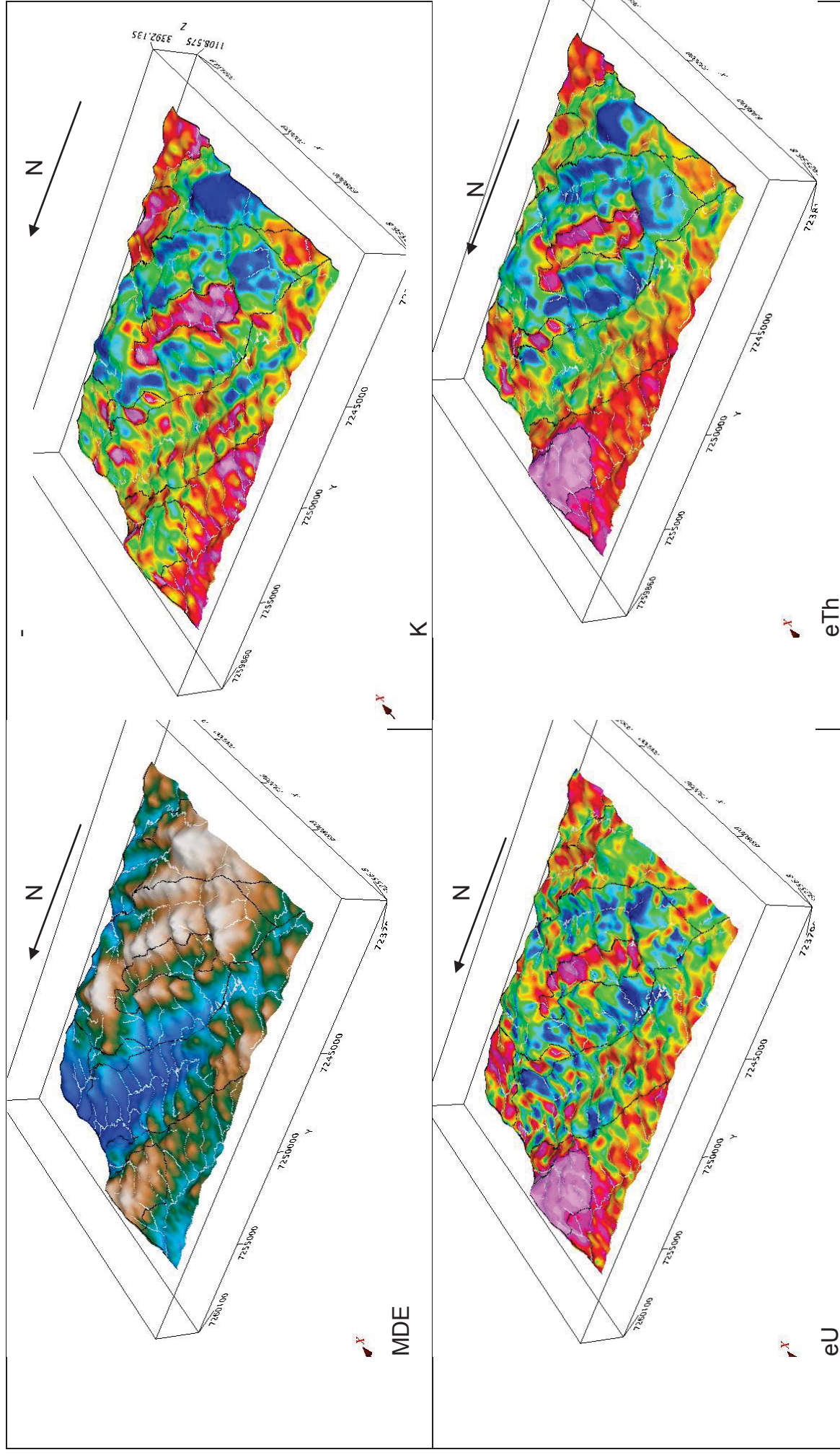


Figura 60 - Visualização 3D da sobreposição dos mapas de K, eU e eTh sobre um Modelo Digital de Elevação (MDE). O polígonos pretos representam os domínios gamaespectrométricos, e as linhas brancas representam o sistema de drenagem.

Tabela 11 – Contagens mínimas, máximas e a média de K, eU e eTh para cada domínio.

Dom.	K(%)			eU(ppm)			eTh (ppm)			Unidade geológica	Litológicas	
	Mín	Máx	Méd	Mín	Máx	Média	Mín	Máx	Méd			
A	0,12	2,84	1,22	2,37	17,47	7,96	0,26	5,23	1,79	S. superior da Fm. Perau	Predomínio de filitos e xistos com rochas metabásicas intercaladas e rochas. Subordinadamente, na porção setentrional oriental, há contribuição de quartzitos da Sequência intermediária da Formação Perau.	
B	0,00	0,93	0,32	1,20	7,81	3,96	0,92	2,63	1,77	Quartzitos do Núcleo Tigre.	Quartzitos micáceos sobrepostos a sieno e monzogranitos do Núcleo Tigre.	
C	0,10	2,07	0,35	3,89	11,18	6,85	0,82	3,67	2,05	Núcleo Tigre	Sienogranitos e monzogranitos deformados.	
D	0,87	2,72	1,75	0,93	3,62	2,02	5,16	2,45	8,12	Núcleo Tigre	Sienogranitos e monzogranitos deformados.	
E	0,65	2,87	1,57	5,13	22,43	11,43	0,29	6,23	2,52	FM. Votuverava	Filitos e xistos.	
F	0,37	3,19	1,98	0,62	5,72	2,45	4,22	4,80	11,17	Núcleo Tigre	Sienogranitos e monzogranitos deformados.	
G	0,00	3,26	0,94	0,09	3,59	1,68	0,00	6,72	6,72	S. inferior, intermediária e Superior da Fm. Perau	Sequência inferior: quartzitos; Sequência intermediária: rochas calciossilicáticas; Sequência superior: Rochas metabásicas com xistos e filitos intercalados.	
H	0,29	3,67	1,15	2,50	8,61	5,21	15,65	0,48	26,76	G.Varginha	Sieno granitos e monzogranitos	
I	0,35	3,82	1,51	0,65	4,03	2,04	2,67	6,58	11,96	S. inferior da Fm. Perau	Quartzitos e rochas calciossilicáticas subordinadas	
J	0,34	2,80	1,09	0,56	5,03	2,51	3,21	0,83	9,39	S.superior da Fm Perau	Predomínio de filitos e xistos da Sequência superior; e subordinadamente rochas calciossilicáticas, quartzitos e sienogranitos da Sequência superior e inferior da Fm. Perau e Núcleo Tigre, respectivamente.	

DISCUSSÃO

A gamaespectrometria é uma ferramenta importante em grande variedade de situações geológicas, fornecendo mapas de enriquecimento e/ou depleção de potássio, urânio e tório. Na área de estudo, a alteração intempérica provocada pelo clima subtropical úmido, resulta em importantes modificações na distribuição desses elementos, dificultando o reconhecimento de anomalias originalmente relacionadas a fatores intrínsecos aos aspectos litoestruturais. Neste contexto, a compreensão da distribuição dos teores desses elementos nos solos representa um julgamento de valor fundamental para interpretação dos mapas, sendo as variáveis relacionadas ao tipo de rocha/protólito, declividade e capacidade de retenção de umidade (*traps* de água).

Comparando os teores médios por tipo de rocha e seu solo derivado (Dickson & Scott, 1997; Ribeiro *et al*, 2013) (Figura 61), as contagens estatísticas dos domínios gamaespectrométricos para os três elementos mostraram-se compatíveis com dados litológicos no mapa geológico de Daitx (1996). Como exemplo, o domínio C é composto de quartzitos micáceos do Núcleo Tigre e sua resposta gamaespectrométrica é compatível com solos e rochas essencialmente quartzosas, onde o K, eU e eTh apresentaram valores de 0,64%, 1,98 ppm e 6,04 ppm, respectivamente.

Tipo de Rocha	Rocha			Solo		
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
INTRUSIVAS						
granitóides	0,3-4,5	0,4-7,8	2,3-45	0,4-3,9	0,5-7,8	2,0/37
rochas gnaissicas	2,4-3,8	2,1-3,6	18-55	0,7-1,9	1,6-3,8	6,0-19,0
pegmatito	2,6-5,5	0,3-1	0,3-9,6	-	-	-
aplitos	0,6-4	1,0-8,0	3,0-20	-	-	-
quartzo-feldspatos porfíricos	1,0-5,0	1,3-2,9	6,0-14,0	-	-	-
intrusvas intermediárias	0,7-5,6	0,1-1,2	0,8-6,1	0,7-3,4	1,5-2,6	2,9-8,4
intrusivas máficas	0,1-0,8	0,0-1,1	0,0-3,1	-	-	-
EXTRUSIVAS						
vulcânicas félsicas	2,0-4,4	1,4-13	13-28	1,8-3,2	1,3-2,4	10-18,0
vulcânicas intermediárias	1,8-4,1	0,9-5,6	1,5-15	1,0-2,7	1,2-3,6	4,0-17
andesitos com baixo-K	0,7-0,9	1,0-2,5	3,0-8,0	0,8-1,5	1,2-1,5	4,0-6,0
vulcânicas máficas	0,3-1,3	0,3-1,3	2,0-5,0	0,2-1,4	0,6-2,5	3,3-13
vulcânicas ultramáficas	0,2-0,9	0,3-0,9	0,0-4,0	-	-	-
SEDIMENTARES						
folhelhos arqueanos	0,4-1,6	0,3-1,3	1,0-5,0	-	-	-
outros tipos de folhelhos	0,1-4,0	1,6-3,8	10-55,0	0,7-3,0	1,2-5,0	6,0-19,0
arenitos	0,0-5,5	0,7-5,1	4,0-22,0	0,1-2,4	1,2-4,4	7,0-18,0
carbonatos	0,0-0,5	0,4-2,9	0,0-2,9	-	-	-

Figura 61 - Variação da concentração média dos radioelementos em rochas e solos na Austrália. Retirado de Ribeiro et al (2013), modificado de Dickson & Scott (1997)

A solubilidade nos complexos de tório é geralmente baixa, exceto em soluções ácidas ou pela interação de compostos orgânicos, como os ácidos húmicos, que podem aumentar a solubilidade do tório em Ph neutro (Dickinson & Scott, 1997). Devido ao clima úmido e vegetação abundante da Região do Perau, a remobilização ou concentração do Th em processos supergênicos podem influenciar a distribuição das anomalias percebidas no mapa. O tório liberado durante o intemperismo pode ser retido em óxidos e hidróxidos de Fe e Ti, e também argilas sendo em situações específicas possivelmente aprisionado em lateritas e gossans. Por ser o elemento menos móvel dentre os três, o tório mostrou-se um bom elemento para a separação dos domínios.

Solos transportados recentes (depósitos tálus, depósitos coluvionares) são muito comuns devido às altas declividades da região. Estes depósitos mascaram a resposta gamaespectrométrica do solo residual original de rocha por meio da sobreposição/soterramento destes. A Formação Perau é formada por rochas calciossilicáticas, quartzitos e anfibolitos/metabásicas, as quais são empobrecidas em tório em seu estado original.

O K é um elemento alcalino que ocorre em abundância em diversos minerais, sendo a principal ocorrência nos feldspatos-K (13%) e nas micas (8%). O intemperismo pode remobilizar significativas quantidades de K em rochas alteradas e solos, podendo participar da formação de argilominerais como a illita. O mapa do K mostra uma grande relação com os aspectos composicionais das unidades geológicas.

O Núcleo Tigre e o Granito Varginha são estruturalmente diferentes, mas petrograficamente semelhantes, formados por sienogranitos e monzogranitos. Nos mapas gamaespectrométricos estas unidades são as mais distintas e de fácil separação, mas apresentam respostas gamaespectrométricas divergentes.

O Granito Varginha mostrou-se como uma forte anomalia de tório e urânio, com K relativamente baixo. Sua composição varia de sienogranitos a monzogranitos com afinidade aluminosa (Al) (Prazeres Filho, 2003; Dressel, 2013). O Th e U alto se deve a alta quantidade de minerais acessórios como zircão e titanita. Segundo (Ulbrich *et al*, 2009), em regiões tropicais (alta pluviosidade), rochas granitoides aparecem cobertas por seus solos residuais, ou aluviões deles derivados, mostrando sinais fracos ou até zerados de K. A relativa baixa contagem de K pode ser

explicada pela lixiviação supergênica, entretanto os xistos e filitos encaixantes da Formação Votuverava apresentam contagens médias de K maiores que o Granito Varginha, mascarando-o devido a um *background* potássico.

O Núcleo Tigre mostrou-se uma forte anomalia de Th e U, mas predominantemente de K, sendo formado predominantemente de sienogranitos miloníticos com afinidade alcalina (K+Na) (Cury et al., 2002). De forma contrária a situação tectônica do Granito Varginha, o Núcleo Tigre está envolto a rochas essencialmente quartzíticas, calciosilicáticas e anfibolíticas/metabásicas, onde neste caso, há um contraste grande de composição em relação ao K, ressaltando a geometria do núcleo do embasamento.

O U apresenta grande mobilidade sob condições de baixa temperatura, sendo poucos minerais a exemplo da monazita e zircão, resistentes a este tipo de processo. O U liberado, durante processos intempéricos pode ser retido em óxidos de Fe, minerais de argila ou precipitado em condições redutoras. Assim, tanto processos hidrotermais quanto processos intempéricos podem condicionar anomalias percebidas em mapas.

Devido à alta mobilidade do U, sob estas condições, o mapa do U torna-se o mais difícil de definir domínios litogeofísicos. Observa-se em mapa que o U está distribuído de maneira mais esparsa nos domínios. Contudo, na porção noroeste do mapa, próxima a mina de Canoas, o U se apresenta condiciona por falhas direção NW, perceptíveis também, em lineamentos magnéticos. Desta forma a distribuição fica condicionada pela interação entre modificadores intempéricos e hidrotermais (fases de deformação/metamorfismo).

Os limites dos domínios gamaespectrométricos são, de maneira geral, retilíneos e contínuos, sugerindo um controle tectônico destas unidades. Os lineamentos/zonas de cisalhamento interpretadas pela magnetometria estão posicionados nos contatos entre os domínios gamaespectrométricos, suportando a interpretação de contatos por falhas entre as unidades. As grandes estruturas magnéticas compatíveis com o traçado da ZC Maria Rita, ZC Ribeirão Grande, ZC Água Clara, ZC Anta Gorda e ZC Olho d'Água, observadas em mapas ISA-GHT e ASA, assim como estruturas de direção NW destacadas na porção nordeste suportam que há, também, controle estrutural/hidrotermal dos elementos U e K.

As zonas de cisalhamento interpretadas podem ser relacionadas à fase D3 de Ebert et al. (1988), sendo está fase geradora de zonas de cisalhamento de alto

ângulo como a Zona de Cisalhamento Lancinha (ao sul da área) e Ribeira (norte da área), que rotacionaram as megadobras da região (Anta Gorda, Água Clara), atribuindo às mesmas caráter braquianticlinal.

As zonas de cisalhamento possuem uma grande importância, pois controlam a distribuição das diferentes unidades litoestratigráficas (Daitx 1996), bem como a ocorrência de zonas hidrotermais associadas a faixas miloníticas, que podem exercer controle nas mineralizações do Perau. Estas zonas de cisalhamento sugerem um controle tectônico no posicionamento das unidades geológicas da região.

Daitx (1996) classifica o Núcleo Tigre como embasamento da Formação Perau, e define a estratigrafia da Fm. Perau por meio de furos de sondagens. Aliado às interpretações geofísicas, é possível sugerir que o contato entre estas unidades seja por falhas/zonas de cisalhamentos. Esta interpretação é suportada pelos seguintes casos: i) O Núcleo Tigre aflora em dois corpos, um na porção centro-sul da área, e outro na porção sul-sudeste.

Observa-se que o corpo sul-sudeste do Núcleo Tigre ora está em contato com a Formação Votuverava a sudeste e ora com Sequência superior da Formação Perau a noroeste; ii) A Sequência intermediária da Fm. Perau (sequência mineralizada), não ocorre de maneira continua ao longo do contato com corpo centro-sul do Núcleo Tigre, o que sugere que está sequência tem geometria lenticular preservada de sua formação original, ou foi lenticularizada, estirada e deformada por processos tectônicos.

Daitx (1996) atribui o fator paleogeográfico para a descontinuidade da Sequência intermediária, o qual interpreta condições plataformais para a deposição das rochas carbonáticas, ao longo de uma bacia provavelmente alongada e estreita, com rápida variação faciológica lateral e parcialmente segmentada. Entretanto, a identificação da ZC Água Clara suporta interpretação de contatos tectônicos entre as sequências basal e superior, onde não aflora a sequência intermediária.

Por mais que se percebam pela gamaespectrometria diferentes assinaturas entre a base da Formação Votuverava, composta essencialmente por filitos e xistos micáceos, e o topo da Formação Perau, compostas por xistos e filitos intercalados a anfibolitos e calcioxisto, o limite exato entre elas é relativamente difuso. A zona de cisalhamento Ribeirão Grande define um traçado retilíneo no contato entre estas

unidades, mas devido à remobilização e dispersão principalmente do K (seja por ação intempérica ou hidrotermal), o limite é mascarado.

O truncamento dos lineamentos magnéticos dobrados, interpretados como resposta de rochas metabásicas, pela ZC Ribeirão Grande sugere que estas dobras possam ter sido formadas pela ação destas zonas de cisalhamento. Devido ao paralelismo dos eixos destes lineamentos dobrados com o eixo das megadobras da região (Água Clara, Anta Gorda), seria possível associar uma cogeneticidade entre as estruturas, assim como associa-las ao mesmo evento deformador. Dessa forma, as zonas de cisalhamento de alto ângulo (Lancinha, Ribeira, Ribeira Grande), poderiam ser as causadoras destes megadobramentos, e não estruturas que rotacionaram estas dobras formadas durante uma fase de deformação anterior, como sugere Ebert et al. (1988), em seu modelo.

Segundo Daitx (1996), o empilhamento original e o arranjo geométrico do conjunto dos corpos mineralizados se mantiveram, apesar das mudanças locais devido metamorfismo e deformação. Entretanto, Ebert et al. (1988) salienta a importância das modificações na estratigrafia original por meio das fases de metamorfismo e deformação. A intensa quantidade de lineamentos magnéticos que sugerem zonas de cisalhamento compartimentação tectônica da região reenforça a ideia de uma tectônica modificadora da estratigrafia original.

REFERÊNCIAS

- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; KAULFUSS, G. A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.M.; REIS NETO, J. M. **Geochronology and isotope geology of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, Southern Ribeira Belt, Brazil**. In: IV South American Symposium on isotope geology – SSAGI, 4., 2003. Anais... Salvador: v. 2, p. 501-504, 2003.
- BIONDI, J. C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528 p.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. **Estudos preliminares na Série Açungui. VIII. A Formação Votuverava**. Instituto de História Natural, Boletim de Geologia, Curitiba, 2:6. 1958b.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica proterozoica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná**. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M.V. **Introdução à Ciência da Geoinformação**. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/livros.html>. 2005
- CORDELL, L., GRAUCH, V. J. S. **Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico**. In: W. J. Hinze (Ed.), The utility of regional gravity and magnetic anomalies maps (v.1, 181–197). Tulsa: Society of Exploration Geophysics. 1985.
- CURY, L.F. et al. **Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí**. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 2, p. 95-108, 2002.
- CASTRO, L.G.; FERREIRA, F.J.F.; CURY, L.F.; FIORI, A.P.; SOARES, P.C.; LOPES, A.P.; OLIVEIRA, M.J. **Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil**. Geologia USP. Série Científica, v. 14, p. 3-18, 2014.
- COOPER G.R.J, COWAN D.R. **Enhancing potential Field data using filters based on the local phase**. Computer & Geosciences. 32: 1585-1591. 2006.
- DAITX, E.C. **Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), se nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)**. 453 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 1996.
- DRESSEL, B.C. **Relações de colocação, deformação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná**. 130 f. Dissertação (mestrado em Geologia Exploratória) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2013.
- DICKSON B.L., Scott K.M.. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors**. AGSO J. Australia Geology & Geophysics. 17(2):187-200. 1997

EBERT, H.D. **Petrographische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado - Aufwölbung in Se-Paraná, Brasilien.** Tese Doutor., Univ. Techn. Clausthal, Clausthal, 257 p. 1987.

EVJEN H.M. **The place of vertical gradient in gravitational interpretations.** *Geophysics*. 1: 27-136. 1936.evjen

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectonometamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR).** 2008. 306 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FALEIROS, **Frederico Meira Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000** / Faleiros, Frederico Meira ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2012.

FERREIRA, F. J. F., SOUZA, J., Bongioio, A. B. S., CASTRO, L. G., ROMEIRO, M. A. T. **Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico.** Parte I: Aplicação a dados sintéticos. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, 1, 1-6. Brasília: SBGf. 2010.

FERREIRA, F. J. F., SOUZA, J., Bongioio, A. B. S, CASTRO, L. G. **Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle.** *Geophysics*, 78(3), J33-J41. 2013.

FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR.** Bol. IG-USP, Sér. Cient., v. 23, p. 55-74, 1992.

FIORI, A.P; GASPAR, L.A. **Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil.** Geo.USP, ser.cient.; São Paulo, v. 24, p. 1-19, 1993.

FOOTE R.S. **Improvement in airborne gamma radiation data analyses for anomalous radiation changes.** In: Simp. sobre uso de Técnicas Nucleares na Prospecção e Desenvolvimento de Recursos Minerais. 1968. Anais... Buenos Aires. 1968.

GNOJEK I., PRICHYSTAL A.. **A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia (Czechoslovakia).** *Geoexploration* 23(4):491-502. 1985.

GOODCHILD, M. F. **Keynote address: progress on the GIS research agenda.** *Proceedings, EGIS 91*, Brussels, pp. 342-350. 1991.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. **Estruturas e Tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná.** An. Acad. Bras. Ci. 1980. 52(1):61-76.

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional.** In: *Geociências*, 29: 141-169. 2010.

ISLES, D. J., RANKIN, L. R. **Geological Interpretation of Aeromagnetic Data.** Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists. 2013

JICA/MMAJ. **Report on Geological Survey of Anta Gorda, Brazil: Phase II.** Acordo Coop. Tecn. Brasil-Japão, DNPM/MMAJ, Tokyo, 119 p.1982.

KAPLAN, I. **Nuclear Physics.** Londres: Addison- -Wesley Publ. Co. 609p. 1964.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; IAN, H. **Geofísica de exploração**. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de textos, 438 p. Original: An introduction to geophysical exploration. 2009.

CPRM - Lasa Prospecções S. A. **Projeto Geofísico Paraná Santa Catarina– Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos**. 2011.

MILLER H.G. & SINGH V. **Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources**. *Journal of Applied Geophysics*. 32: 213-217. 1994.

NABIGHIAN M. N. **The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation**. *Geophysics*. 37: 507–517. 1972.

PERROTTA, M.M. **Potencial aurífero de uma região no vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas**. 149 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

PRAZERES FILHO, H.J. dos; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR., O. **Litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná**. Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003b.

RIBEIRO, V.B., MANTOVANI, M.S.M., LOURO, V. H. A. . **Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico**. Terrae Didatica (Impresso), v. 10, p. 29, 2013.

REID A.B., ALLSOP J.M., GRANSER H., MILLETT A.J., and SOMERTON I.W. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution**. *Geophysics*. 55(1): 80-91. 1990.

ROEST W.R.J., VERHOEF J., PILKINGTON M. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal**. *Geophysics*. 57: 116-125. 1992.

SIGA JÚNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. 212 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIGA JÚNIOR, O. et al. **Lower and upper neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies**. *Gondwana Research*, v. 15, p. 197-208, 2009.

SIGA JÚNIOR, O., Basei, M.A.S., Sato, K., Passarelli, C.R., Nutman, A., McReath, I., PrazeresFilho, H.J., **Calymmian (1.50–1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: zircon ages and Nd–Sr isotopic geochemistry**. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 301–308. 2011^a

SILVA, G. **Caracterização estrutural da Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande, região de Adrianópolis – PR**. 40p. Relatório interno. 2014 (inédito)

TAKAHASHI, et al; CHIODI FILHO, C.; SILVA, C.R.; BATOLLA Jr., F. (1981) **Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Relatório Final. Área da Mina do Perau.** DNPM/CPRM, São Paulo, v. 11, 94 p.

THOMPSON, D.T. EULDPH: **A New Techique for Making Computer-assisted Depth Estimates from Magnetic Data.** *Geophysics*. 47: 31-37. 1982.

ULBRICH H.H.G.J., ULBRICH M.N.C., FERREIRA F.J.F., ALVES L.S., GUIMARÃES G.B., FRUCHTING A. **Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U.** *Geologia USP: Série Científica*, 9(1):33-53. 2009.

VERDUZCO B., FAIRHEAD J.D., GREEN C.M. **New insights into magnetic derivatives for structural mawpping.** *The Leading Edge*. 23 (2): 116–119. 2004.

WILFORD J.R., BIERWIRTH P.N., CRAIG M.A. **Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/ regolith mapping and applied geomorphology.** *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 201-216. 1997.

WINJS C.; PEREZ C.; KOWALCZYK P. **Theta map: Edge detection in magnetic data.** *Geophysics*. 70: L39-L43. 2005.